



Emir Ahmetovic, BSc

**Thermische und physikalische Eigenschaften  
von feinkörnigen Böden im teilgesättigten  
und gefrorenen Zustand**

**MASTERARBEIT**

zur Erlangung des akademischen Grades

Diplom-Ingenieur

Masterstudium Bauingenieurwissenschaften – Geotechnik und Wasserbau

eingereicht an der

**Technischen Universität Graz**

Betreuer

Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Roman Marte

Zweitbetreuer

Oberrat Dipl.-Ing. Otto Leibniz

Institut für Bodenmechanik und Grundbau



**MASTERARBEIT-AUSGABEPROTOKOLL**  
an der Fakultät für Bauingenieurwissenschaften der TU Graz

KANDIDAT: AHMETOVIC Emir (Name)	09 31816 / F 066 466 (Mat.Nr.)/(Studienrichtung) <u>Emir Ahmetovic</u> (Unterschrift)
<b>THEMA der Masterarbeit:</b> <b>Thermische und physikalische Eigenschaften von feinkörnigen Böden im teilgesättigten und gefrorenen Zustand</b>  <b>ZIELSETZUNG (stichwortartig):</b> <ul style="list-style-type: none"><li>- Literatursuche und -studium</li><li>- Bodenmechanik teilgesättigter Böden</li><li>- Frost im teilgesättigten Bereich</li><li>- Kapillarität und Wirkung des gefrorenen Kapillarwassers</li><li>- Konzeption von Laborversuchen zur Bestimmung der thermischen Leitfähigkeit, der Wärmekapazität und der Durchlässigkeit</li><li>- Durchführung der Laborversuche</li><li>- Ausarbeitung von Empfehlungen</li><li>- Schlussfolgerungen und Ausblick</li></ul>	
<b>FACHGEBIET:</b> Bodenmechanik und Grundbau ggf. 2. FACHGEBIET:	
<b>BETREUER:</b> O.Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Roman Marte (Name)	<u>[Handwritten Signature]</u> (Unterschrift)
ggf. 2. BETREUER: (Name)	<u>[Handwritten Signature]</u> (Unterschrift)
mitbetreuender Assistent: Oberrat Dipl.-Ing. Otto Leibniz (Name)	<u>[Handwritten Signature]</u> (Unterschrift)
<b>AUSGABEDATUM:</b> 29. Juni 2016	
<b>SPÄTESTER ABGABETERMIN:</b> 23. Dezember 2016	

**Beurteilung:**

Beurteilung erfolgt durch die Betreuer

23.9.16 [Handwritten Signature]  
Datum und Unterschrift des Studiendekans



## **Eidesstattliche Erklärung**

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtlich und inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Graz, am .....

.....

(Unterschrift)

## **Statutory declaration**

I declare that I have authored this thesis independently, that I have not used other than the declared sources / resources, and that I have explicitly marked all material which has been quoted either literally or by content from the used sources.

Graz, am .....

.....

(signature)



# Danksagung

Ich widme diese Arbeit meinem, leider viel zu früh verstorbenen Vater Mehmed.

Ich möchte mich an dieser Stelle bei allen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Mein Dank gilt vor allem meinem Betreuer Herrn Oberrat Dipl.-Ing. Otto Leibniz, der mich im Rahmen der Verfassung der vorliegenden Arbeit intensiv betreut und aktiv mit konkreten Verbesserungsvorschlägen unterstützt hat.

Ein weiterer besonderer Dank gilt Herrn Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Roman Marte für die interessanten Vorlesungen in Bodenmechanik und Grundbau, welche mich dazu bewegten, das Fachgebiet Geotechnik zu vertiefen.

Ich bedanke mich auch bei meiner Mutter und meiner Schwester, die mich über die gesamte Studienzeit in jeglicher Hinsicht unterstützt haben. Vor allem ohne die großzügige finanzielle Unterstützung wäre das Studium in dieser Form nicht möglich gewesen.

Des Weiteren bedanke ich mich beim Team des Geotechnischen Labors der TU Graz für die Unterstützung bei der Durchführung der unzähligen Versuche.

Ich möchte mich noch bei meinen vielen Kollegen und Freunden bedanken, die mich während meiner gesamten Studienzeit begleitet haben.

Graz, im Jänner 2017

Emir Ahmetovic, BSc.



# Kurzfassung

In der vorliegenden Masterarbeit werden thermische und physikalische Eigenschaften von feinkörnigen Böden im teilgesättigten und im teilgesättigten und gefrorenen Zustand untersucht.

Zu Beginn dieser Arbeit, nach einer detaillierten Literaturrecherche über teilgesättigte Böden, werden die theoretischen Grundlagen für diese Masterarbeit erläutert.

Der Hauptbestandteil dieser Arbeit beinhaltet die Konzeption von Laborversuchen zur Bestimmung der thermischen Leitfähigkeit und der Wärmekapazität im ungefrorenen und gefrorenen Zustand. Zur Bestimmung der Wärmekapazität wurden ein entsprechender Versuch und seine Auswertung entwickelt.

Diese Kenntnisse werden im Geotechnischen Labor des Instituts für Bodenmechanik und Grundbau der Technischen Universität Graz bei realen Projekten angewendet. Das Projekt „Auffahren der Stationsröhren unter Vereisungsschirm im Bauabschnitt U2/18, Bohrung RKB 7396-2“ wird im Zuge dieser Arbeit beschrieben und die Ergebnisse der Versuche zu diesem Projekt werden in dieser Arbeit dargelegt.

Im Weiteren werden die Unterschiede bei der Bodendurchlässigkeit zwischen ungefrorenen und gefrorenen Bodenproben untersucht.



# Abstract

In the following Master thesis, the thermal and physical properties of fine grained soils in the partially saturated as well as in partially saturated and frozen state are investigated.

At the beginning of this Master thesis, after a detailed literature research on partially saturated soils, the theoretical basis for this master thesis is explained.

The main part of this work includes the concept of laboratory tests for the determination of thermal conductivity and heat capacity in the unfrozen and frozen state. In order to determine the heat capacity, an appropriate test and its evaluation have been developed.

This knowledge will be applied on the real projects in the geotechnical laboratory of the Institute of Soil Mechanics and Foundation Engineering at the Technical University of Graz. The Project „Auffahren der Stationsröhren unter Vereisungsschirm im Bauabschnitt U2/18, Bohrung RKB 7396-2“ is described in this Master thesis and the results of the tests are also presented.

Additionally the differences in soil permeability between unfrozen and frozen soil samples are investigated.



# Inhalt

<b>1</b>	<b>Relevante Eigenschaften des Wassers</b>	<b>1</b>
1.1	Aufbau des Wassermoleküls	1
1.2	Aggregatzustände	2
1.2.1	Allgemeines	2
1.2.2	Schmelz- und Siedepunkt bei Normaldruck	3
1.3	Spezifische Wärmekapazität	4
1.4	Wärmeleitfähigkeit	4
1.5	Dichte und Dichteanomalie	5
1.6	Oberflächenspannung	6
1.7	Kapillarität	9
1.8	Zähigkeit des Wassers	12
<b>2</b>	<b>Bodenmechanik teilgesättigter Böden</b>	<b>15</b>
2.1	Einleitung	15
2.2	Wasser im Boden	17
2.2.1	Hydrologische Gliederung des Wassers im Boden	17
2.2.2	Erscheinungsformen des Wassers im Boden	18
2.2.2.1	Adsorptionswasser	19



2.2.2.2 Porenwinkelwasser	19
2.2.2.3 Kapillarwasser	20
2.2.2.4 Sickerwasser	25
2.2.2.5 Grundwasser	25
2.2.2.6 Wasser in Einzelhohlräumen	25
2.3 Transport von Wasser und Luft in teilgesättigten Böden	26
2.3.1 Begriffe	26
2.3.2 Diffusiver Transport	26
2.3.3 Luftströmung	26
2.3.4 Grundwasserströmung	26
2.3.4.1 Allgemeines	26
2.3.4.2 Gesetz von Darcy	29
2.4 Kapillardruckkurve	31
2.5 Effektive Spannungen in teilgesättigten Böden	33
<b>3 Thermische Untersuchungen anhand eines konkreten Projekts</b>	<b>35</b>
3.1 Allgemeines	35
3.2 Wärmeleitfähigkeit	35
3.3 Wärmekapazität	37



<b>4 Labormessungen an U2/18 - Proben</b>	<b>39</b>
4.1 Allgemeines	39
4.2 Wärmeleitfähigkeit	39
4.2.1 Allgemeines	39
4.2.2 Messeinrichtung	40
4.2.3 Messprinzip	44
4.2.4 Probenvorbereitung	44
4.2.5 Notwendige Arbeitsschritte für die Messung	45
4.2.6 Durchführung der Messung	46
4.2.7 Auswertung der Messung	46
4.2.7.1 TC-Diagramm	47
4.2.7.2 Intervall Diagramm	47
4.2.7.3 CV-Diagramm	47
4.2.7.4 LET-Diagramm	48
4.2.7.5 „No. of Solutions“ Diagramm	48
4.2.7.6 „Single Measurement“ Diagramm	49
4.2.8 Ergebnisse der Wärmeleitfähigkeitsmessungen	50
4.2.8.1 Allgemeines	50



4.2.8.2 Ungefroren	50
4.2.8.3 Gefroren	51
4.3 Spezifische Wärmekapazität	52
4.3.1 Allgemeines	52
4.3.2 Messeinrichtung	52
4.3.3 Messprinzip	54
4.3.4 Probenvorbereitung	55
4.3.5 Notwendige Arbeitsschritte für die Messung	56
4.3.6 Durchführung der Messung	57
4.3.7 Auswertung der Messungen	57
4.3.8 Ergebnisse der Messungen der spezifischen Wärmekapazität	59
4.3.8.1 Allgemeines	59
4.3.8.2 Ungefroren	59
4.3.8.3 Gefroren	60
<b>5 Durchlässigkeit</b>	<b>62</b>
5.1 Allgemeines	62
5.2 Messeinrichtung	63
5.3 Messprinzip	64



5.4	Probenvorbereitung	64
5.5	Einbau der Probe in die Durchlässigkeitszelle	66
5.6	Durchführung der Messung	67
5.7	Auswertung der Messungen	68
5.8	Ergebnisse der Messungen	68
5.8.1	Allgemeines	68
5.8.2	Ungefroren	68
5.8.3	Gefroren	70
<b>6</b>	<b>Erkenntnisse und Ausblick</b>	<b>75</b>
<b>7</b>	<b>Literatur</b>	<b>76</b>
	<b>Anhang</b>	<b>81</b>



# Formelzeichen und Abkürzungen

## Große Buchstaben

$A$	[cm <sup>2</sup> ]	durchströmte Fläche
$A$	[m <sup>2</sup> ]	Berührungsfläche
$C$	[J/K]	Wärmekapazität des Kalorimeters
$F$	[N]	Kraft, um Bügel aus der Flüssigkeit herauszuziehen
$L$	[m]	wirksame Länge des Porensystems
$Q$	[cm <sup>3</sup> ]	durchströmte Wassermenge
$R$	[J/(mol·K)]	universelle Gaskonstante
$R$	[m]	Radius der kugeligen Partikel
$R$	[N]	Reibung
$Re$	[-]	Reynoldszahl
$S$	[-]	Sättigungsgrad
$T$	[K]	Temperatur der Lösung
$V$	[m <sup>3</sup> ]	Volumen der Lösung

## Kleine Buchstaben

$a$	[s/m]	charakteristische Konstante für poröse Medien
$c$	[J/(kg·K)]	spezifische Wärmekapazität des Wassers
$c_1$	[J/(kg·K)]	spezifische Wärmekapazität des Bodens
$c_2$	[J/(kg·K)]	spezifische Wärmekapazität des Wassers
$c_{\text{osm}}$	[mol/l]	osmotische Konzentration
$d$	[m]	Durchmesser der Poren
$d_{10}$	[m]	Korngröße bei 10% Siebdurchgang
$dn$	[m]	Abstand zwischen zwei ebenen parallelen Schichten
$dv$	[m/s]	Geschwindigkeitsunterschied zwischen zwei Schichten
$g$	[m/s <sup>2</sup> ]	Erdbeschleunigung
$h$	[m]	Flüssigkeitssteighöhe
$h$	[m]	hydraulische Höhe
$h_e$	[m]	Endsteighöhe
$h_k$	[m]	kapillare Steighöhe
$h_t$	[m]	Steighöhe zum Zeitpunkt $t$
$i$	[-]	hydraulisches Gefälle (hydraulischer Gradient)
$k$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert
$k_{10}$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert bei 10 °C
$k_{\delta}$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert bei der Versuchstemperatur $\delta$
$l$	[cm]	durchströmte Länge
$l$	[m]	Drahtlänge



$m_1$	[kg]	Masse des Bodens
$m_2$	[kg]	Masse des Wassers im Kalorimeter
$m_k$	[kg]	Masse des kalten Wassers
$m_w$	[kg]	Masse des warmen Wassers
$n$	[mol]	Stoffmenge
$p$	[Pa]	Druck
$p$	[Pa]	Porendruck
$p_0$	[Pa]	Eintrittskapillardruck
$p_a$	[Pa]	Luftdruck
$p^{\text{osm}}$	[Pa]	osmotische Druck
$p_w$	[Pa]	Wasserdruck
$r$	[m]	Radius der Pore
$r$	[m]	Rohr Radius
$s$	[Pa]	Saugspannung
$t$	[s]	Zeitpunkt
$t$	[sec]	Durchströmungszeit
$t_1$	[°C]	Temperatur des Bodens
$t_2$	[°C]	Temperatur des Wassers vor der Messung
$t_k$	[°C]	Temperatur des kalten Wassers
$t_m$	[°C]	Mischungstemperatur
$t_w$	[°C]	Temperatur des warmen Wassers
$v$	[m/s]	Filtergeschwindigkeit
$v$	[m/s]	Geschwindigkeit
$v$	[m/s]	Strömungsgeschwindigkeit
$z$	[m]	Bezugshöhe
$\Delta h$	[cm]	Höhendifferenz
$\Delta h$	[m]	Energiehöhe
$\Delta l$	[m]	durchströmte Länge

### Griechische Buchstaben

$\alpha$	[-]	Korrekturbeiwert zur Berücksichtigung der Zähigkeit von Wasser
$\alpha$	[°]	Randwinkel
$\alpha$	[°]	Benetzungswinkel
$\gamma_w$	[kN/m <sup>3</sup> ]	Wasserwichte
$\delta$	[°C]	Wassertemperatur
$\eta$	[Ns/m <sup>2</sup> ]	Faktor der inneren Reibung der Flüssigkeit, bezeichnet als dynamische Zähigkeit
$\nu$	[m <sup>2</sup> /s]	kinematische Zähigkeit
$\nu$	[m <sup>2</sup> /s]	kinematische Zähigkeit der Flüssigkeit



$\rho$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Dichte der Flüssigkeit
$\sigma$	[kN/m <sup>2</sup> ]	Oberflächenspannung (Grenzflächenspannung)
$\sigma'$	[Pa]	effektive Spannung
$\sigma$	[Pa]	totale Spannung
$\sigma_{12}$	[N/m]	Grenzflächenspannung Dampf gegen Flüssigkeit
$\sigma_{13}$	[N/m]	Grenzflächenspannung Dampf gegen Wand
$\sigma_{23}$	[N/m]	Grenzflächenspannung Flüssigkeit gegen Wand
$\tau$	[N/m <sup>2</sup> ]	Zähigkeitsreibung laminar strömender Flüssigkeiten
$\chi$	[-]	Funktion vom Sättigungsgrad



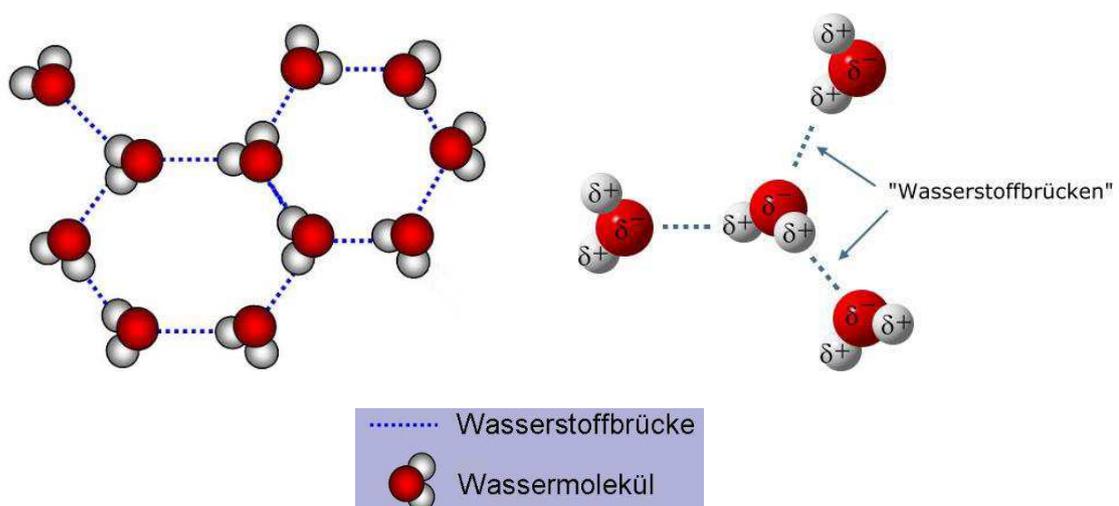
# 1 Relevante Eigenschaften des Wassers

Wasser ist von wesentlicher Bedeutung für die Lebensvorgänge auf der Erde sowie für die unbelebte Natur. Eine Trennung von Wasser und Boden ist in der Natur kaum möglich, da selbst in anscheinend ausgetrockneten Böden die Bodenkörner noch von fest anhaftenden Wasserfilmen umhüllt sind. Deswegen haben einige Eigenschaften des Wassers grundlegende Bedeutung für die Bodenmechanik teilgesättigter Böden im ungefrorenen und gefrorenen Zustand. Aus diesem Grund erscheint es sinnvoll vor Beginn der Erläuterung der theoretischen Grundlagen zur Bodenmechanik teilgesättigter Böden mit den Eigenschaften des Wassers zu beginnen. Diese werden in den folgenden Kapiteln erklärt.

## 1.1 Aufbau des Wassermoleküls

Die Eigenschaften des Wassers sind besonders von der dreidimensionalen Verkettung der Wassermoleküle über Wasserstoffbrückenbindungen bestimmt (Lukschanderl, 1991).

Flüssiges und auch gefrorenes Wasser bestehen nicht aus einer regellosen Mischung von  $\text{H}_2\text{O}$ -Molekülen, sondern beide haben eine spezifische Molekülanordnung. Beim Eis sind die Moleküle relativ locker in Form einer Gitterstruktur geordnet (siehe Abb. 1). Beim Schmelzen bricht diese zusammen und die Moleküle können sich dichter zusammenlagern (Krenkler, 1980).



**Abb. 1:** Wassermolekül, Wasserstoffbrücke, Gitterstruktur des Wassers (Müller, 2005; Musolf, 2015)

Die Wasserstoffatome sind in einem Winkel von  $105^\circ$  um das Sauerstoffatom angeordnet (siehe Abb. 1). Die Sauerstoffatome besitzen eine stärkere negative Ladungsverteilung innerhalb des Moleküls. Dabei bildet das Sauerstoffatom den negativen Pol und die Wasserstoffatome die positiven Pole (siehe Abb. 1). Das Wassermolekül ist also ein Dipol. Aufgrund der Tatsache, dass Wassermoleküle Dipolmoleküle sind, wirken zwischen den Molekülen Anziehungskräfte. Wassermoleküle richten sich so aus, dass die Plus- und Minus-Teiladungen (Partielladungen) zueinander zeigen. Entgegengesetzte Ladungen ziehen sich an. Diese Art von Anziehung zwischen Molekülen nennt man Wasserstoffbrücken (siehe Abb.1). Sie sind weitaus schwächer als die Atombindungen innerhalb eines Moleküls. Die Wassermoleküle haben also das Bestreben, sich in Form eines dreidimensionalen Netzes untereinander festzuhalten. Man beachte aber auch, dass ein Wassermolekül an drei Stellen eine Wasserstoffbrücke ausbilden kann. Der Einfluss der Wasserstoffbrücken ist also groß. Man hat berechnet, dass die Anziehungskraft einer Wasserstoffbrücke etwa 5% des Zusammenhaltes von zwei Atomen, die durch eine Atombindung miteinander gebunden sind, beträgt. Dies ist der Grund, warum das Wasser eine Oberflächenspannung besitzt (Kapitel Oberflächenspannung 1.7). Die Wasserstoffbrücken erklären auch, warum das Wasser trotz der geringen Molekülmasse bei Raumtemperatur flüssig und nicht gasförmig ist (Kapitel 1.2.1) (Musolf, 2015).

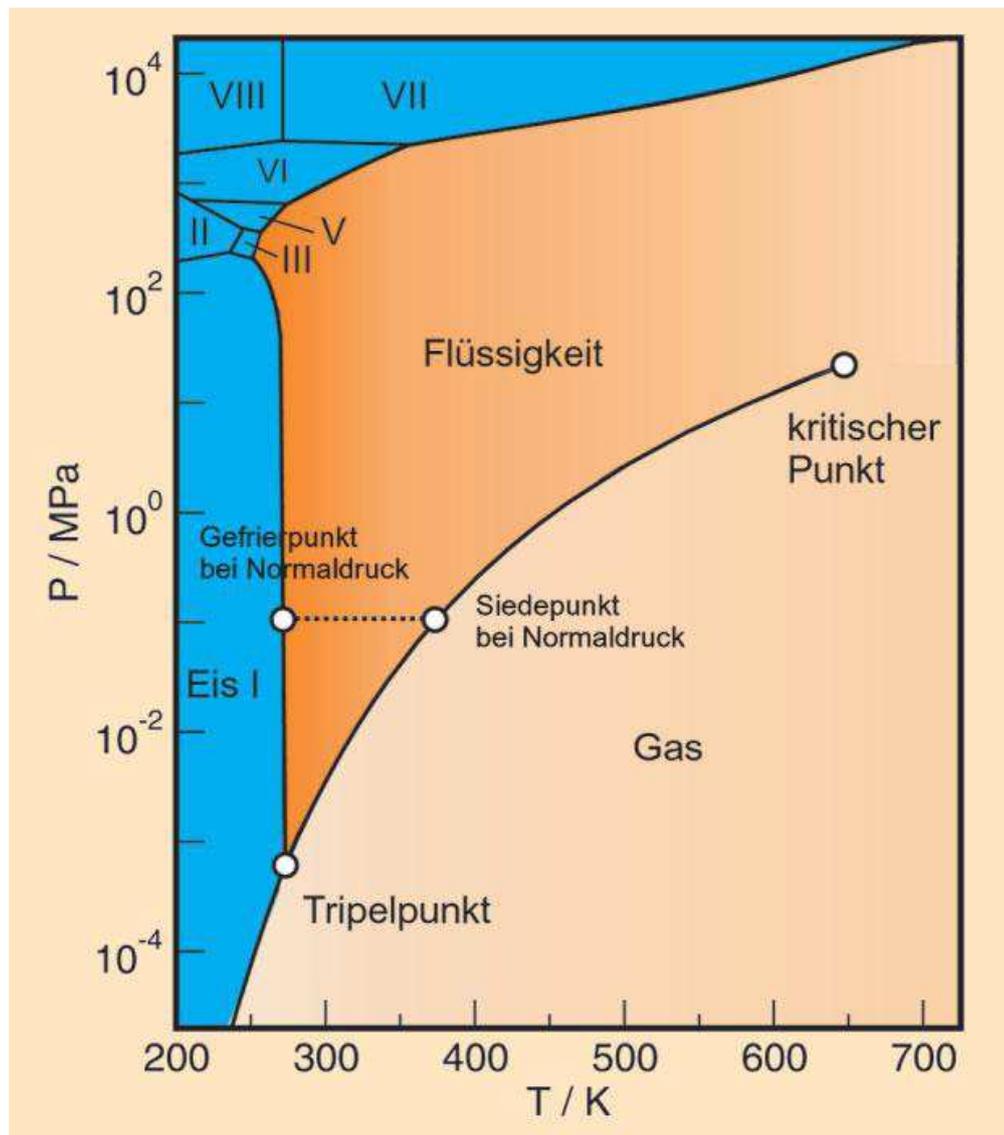
## 1.2 Aggregatzustände

### 1.2.1 Allgemeines

Auf der Erdoberfläche ist Wasser die einzige Substanz die in allen drei Aggregatzuständen vorkommt. Ob Wasser flüssig, fest oder gasförmig ist, hängt allein von Druck und Temperatur ab. Im Phasendiagramm (Abb. 2) werden die Phasengrenzlinien gezeigt.

Am Tripelpunkt ( $P = 6,12 \cdot 10^{-4}$  MPa,  $T = 273,15$  K) liegen alle drei Phasen im Gleichgewicht vor. Die Verdampfungskurve endet im kritischen Punkt ( $P = 2,2064 \cdot 10^1$  MPa,  $T = 647,096$  K). Im überkritischen Bereich ist es nicht mehr möglich, Flüssigkeit und Gas voneinander zu unterscheiden. Ebenfalls eingetragen sind der Gefrier- ( $T=273,15$  K) und der Siedepunkt ( $T = 373,15$  K) des Wassers bei Normaldruck ( $1,01325 \cdot 10^{-1}$  MPa). Zu den Anomalien des Wassers zählt die negative Steigung der Schmelzlinie: Bei zunehmendem Druck nimmt die Schmelztemperatur leicht ab. Zu den Anomalien gehört auch die ungewöhnlich hohe Zahl verschiedener Eisphasen (Polymorphismus). Eingetragen sind hier die unmittelbar an die Schmelzlinie grenzenden Eisphasen I, III, V, VI und VII. Kurios ist die Existenz von Eis VII bei Temperaturen oberhalb des Siedepunktes ( $T = 373$  K) von Wasser bei Normaldruck. Allerdings

existiert das „heiße“ Eis nur bei extrem hohen Drücken von über einem 1 GPa (Ludwig & Paschek, 2005).



**Abb. 2:** Phasendiagramm des Wassers (Ludwig & Paschek, 2005)

## 1.2.2 Schmelz- und Siedepunkt bei Normaldruck

Unter Normaldruck sind die Schwingungen der Wassermoleküle erst bei  $100\text{ °C} \approx 373,15\text{ K}$  so groß, dass sie sich voneinander lösen und in den gasförmigen Zustand übergehen (Siedetemperatur), da zwischen Molekülen grundsätzlich starke Anziehungskräfte herrschen. Diese Anziehungskräfte sind von der Masse der Moleküle abhängig. So wie große Planeten eine größere Gravitationskraft als kleine Planeten besitzen, ziehen sich Moleküle mit großer Molekülmasse stärker an als Moleküle mit geringer Molekülmasse. Ist die Molekülmasse so gering, dass sich die Moleküle bei Raumtemperatur nicht anziehen können, dann ist der Stoff gasförmig. Vergleicht man die

Molekülmassen typischer Gase wie Wasserstoff, Sauerstoff, Kohlenstoffdioxid oder Erdgas (Methan) miteinander, so stellt man fest, dass sie eine Molekülmasse von bis zu 44 g/mol besitzen. Wasser besitzt aber eine Molekülmasse von 18 g/mol, also müsste es bei  $-80\text{ °C} \approx 193,15\text{ K}$  siedend, demzufolge müsste es auch bei Raumtemperatur ein Gas sein. Da die Wassermoleküle aber durch die Wasserstoffbrücken untereinander angezogen werden, muss man viel mehr Wärmeenergie aufwenden, um die Moleküle in den gasförmigen Zustand zu bringen. Dies geschieht erst bei einer viel höheren Temperatur als die Raumtemperatur, bei  $100\text{ °C} \approx 373,15\text{ K}$  (Musolf, 2015).

Das gleiche ist auch beim Schmelzpunkt. Bei Wasser müsste er nach der Molekülmasse bei etwa  $-100\text{ °C} = 173,15\text{ K}$  liegen, liegt aber bei  $0\text{ °C} = 273,15\text{ K}$ .

### 1.3 Spezifische Wärmekapazität

Die Wärmekapazität repräsentiert diejenige Wärmemenge, welche erforderlich ist, um die Temperatur in einer bestimmten Stoffmenge um 1 K zu erhöhen oder zu vermindern. Wasser hat wegen der speziellen Form seiner Moleküle besonders viele Freiheitsgrade der Molekülbewegungen und deshalb eine höhere spezifische Wärmekapazität als fast alle anderen Stoffe. Flüssiges Wasser hat eine spezifische Wärmekapazität von etwa  $4200\text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$  (temperaturabhängig zwischen  $4218$  und  $4178\text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$ ). Im gefrorenen Zustand nehmen die Freiheitsgrade der Molekülbewegung ab, damit fällt die spezifische Wärme um mehr als die Hälfte.

Erhitzt man z.B. 1 kg Wasser (~1 Liter) von  $15\text{ °C}$  auf  $100\text{ °C}$ , benötigt man:

$$4200\text{ J/(kg}\cdot\text{K)} \cdot 85\text{ K} \cdot 1\text{ kg} = 357\,000\text{ J} = 357\text{ kJ}$$

$$100\text{ °C} - 15\text{ °C} = 85\text{ °C Temperaturunterschied, oder}$$

$$\text{in Kelvin } 373,15\text{ K} - 288,15\text{ K} = 85\text{ K}$$

Eine Kilowattstunde [kWh] entspricht 3,6 MJ. Um einen Liter Wasser von Leitungstemperatur unter normalem Druck zum Kochen zu bringen, braucht man also etwa 0,1 kWh Energie.

### 1.4 Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit, auch Wärmeleitzahl ( $\lambda$ ,  $k$  oder  $\kappa$ ) eines Festkörpers, einer Flüssigkeit oder eines Gases ist bestimmt durch die Geschwindigkeit, mit der sich die Erwärmung an einem Punkt durch den Stoff ausbreitet. Die Wärmeleitfähigkeit ist also das Vermögen eines Stoffes, thermische Energie mittels Wärmeleitung in Form von Wärme zu transportieren. Die (spezifische)

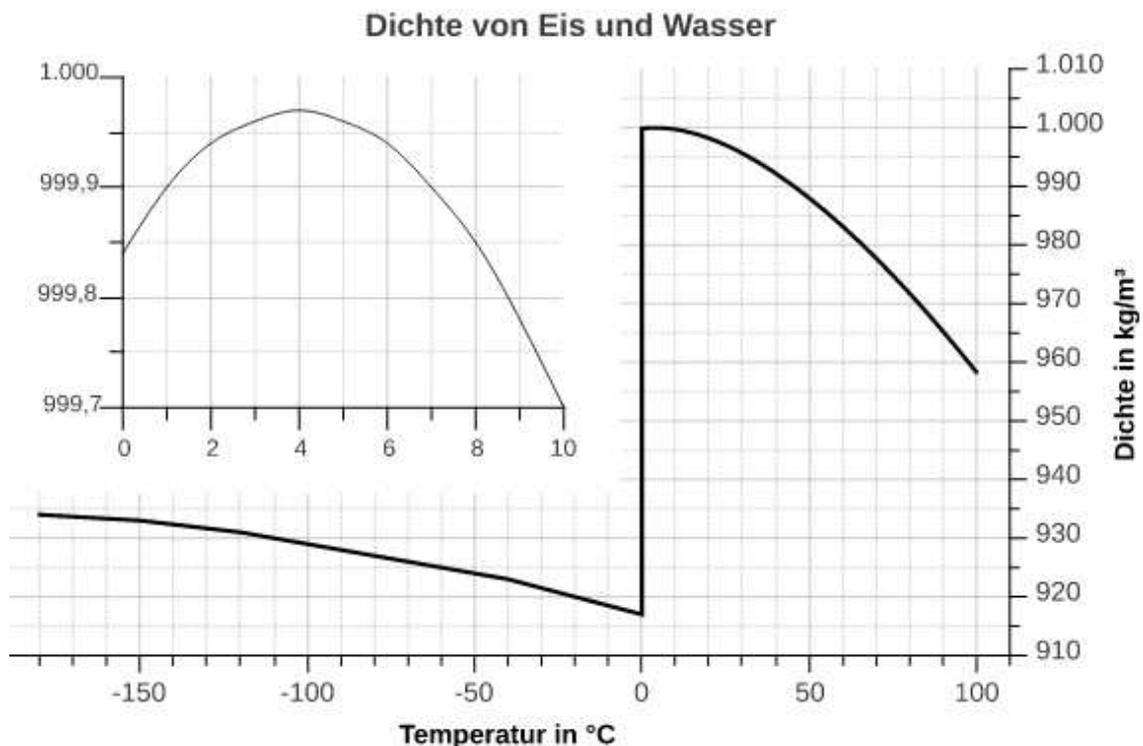
Wärmeleitfähigkeit in  $\text{W}/(\text{m}\cdot\text{K})$  ist eine temperaturabhängige Materialkonstante (chemie.de, 2016).

Wasser hat im Vergleich zu anderen Flüssigkeiten eine hohe Wärmeleitfähigkeit, aber im Vergleich mit einigen Metallen eine sehr geringe. Die Wärmeleitfähigkeit des Wassers nimmt mit steigender Temperatur zu, Eis leitet Wärme jedoch wesentlich besser als flüssiges Wasser.

Wasser weist eine Wärmeleitfähigkeit von  $0,5984 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$  bei  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  und  $0,1 \text{ MPa}$  auf und Eis hat eine Wärmeleitfähigkeit von  $2,30 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$  bei  $-10 \text{ }^\circ\text{C}$  und  $0,1 \text{ MPa}$ .

## 1.5 Dichte und Dichteanomalie

Bei Normaldruck steigt die Dichte des abgekühlten Wassers bis zur Temperatur von  $277 \text{ K} = 3,85 \text{ }^\circ\text{C}$  an. Dort erreicht sie mit  $0,999972 \text{ g}/\text{cm}^3$  ihr Maximum. Unterhalb von  $277 \text{ K}$  sinkt die Dichte wieder. Diese Verhalten setzt sich bis zum Gefrierpunkt (Schmelzpunkt) bei  $273,15 \text{ K} = 0 \text{ }^\circ\text{C}$  fort und beim Gefrieren des Wassers tritt eine Sprunghafte Verringerung der Dichte ein (siehe Abb. 3). Dank seiner geringeren Dichte vermag Eis auf Wasser zu schwimmen. Neben Wasser weisen nur wenige andere Flüssigkeiten ein solches Dichtenmaximum auf. Dazu gehören die Schmelzen von  $\text{SiO}_2$  (Siliziumdioxid) und  $\text{Ga}$  (Gallium) (Ludwig & Paschek, 2005).



**Abb. 3:** Dichte des Wassers in Abhängigkeit von der Temperatur (Keller, 2012)

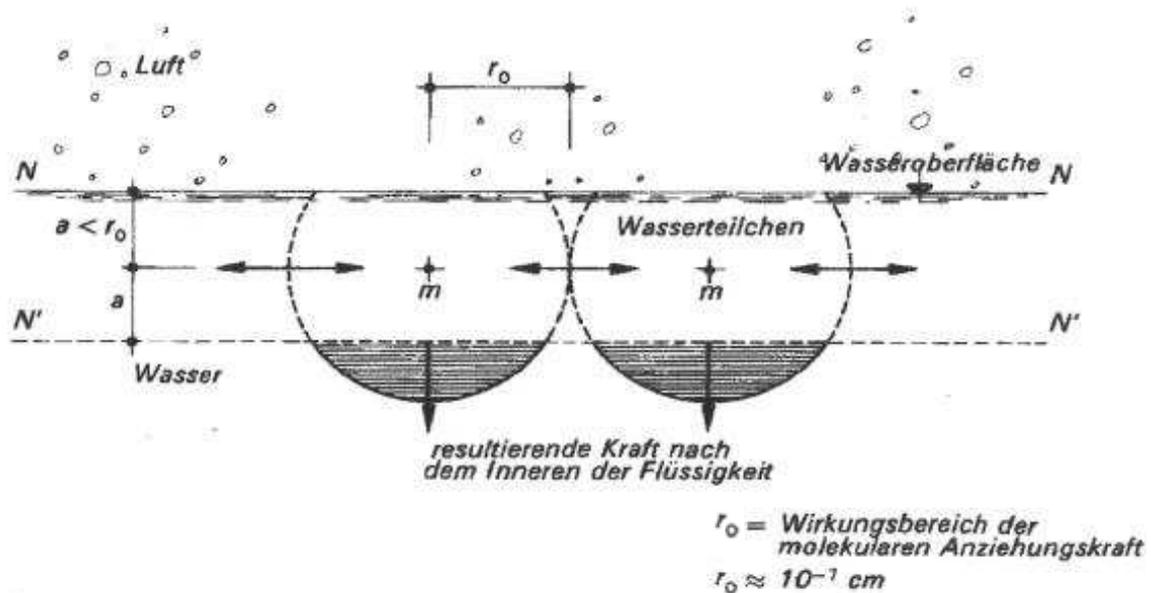
Zudem besitzt Wasser ein negatives Schmelzvolumen. Die Dichte fast aller Flüssigkeiten nimmt am Gefrierpunkt zu, d.h. das Volumen verringert sich, während sich die Dichte des Wassers beim 0 °C von 999,84 kg/m<sup>3</sup> (flüssiges Wasser) bis 918 kg/m<sup>3</sup> (Eis) verringert, d.h. das Volumen wird erhöht (Ludwig & Paschek, 2005).

Neben der Temperatur beeinflussen auch im Wasser gelöste Stoffe dessen Dichte, was man mit einem Aräometer messen kann (Schlammanalyse bei der Kornverteilungsbestimmung). Da sich die gelösten Teilchen zwischen den Wassermolekülen verteilen und die Volumenzunahme gering ist, steigt dadurch die Dichte an. Die Zunahme der Dichte entspricht dabei in etwa der Masse an gelöstem Stoff pro Volumen (chemie.de, 2016).

Beide Effekte, das Dichtemaximum und das negative Schmelzvolumen führen dazu, dass Flüsse und Seen von der Wasseroberfläche und nicht vom Boden her Gefrieren. So verbleibt in der Tiefe ein Refugium für Flora und Fauna (Ludwig & Paschek, 2005).

## 1.6 Oberflächenspannung

Auf jedes Teilchen einer ruhenden Flüssigkeit werden von seiner Umgebung molekulare Anziehungskräfte ausgeübt, die allerdings nur innerhalb eines kleinen Wirkungsbereich vom Radius  $r_0 \approx 10^{-7}$  cm  $\approx 10^{-9}$  m bemerkbar sind (siehe Abb. 4). Befindet sich ein solches Teilchen mindestens um die Länge  $r_0$  von einer Grenzfläche entfernt, so werden sich diese von allen Richtungen her wirkenden Kräfte gegenseitig aufheben, das betreffende Teilchen also unbeeinflusst lassen, d.h. die resultierende Kraft ist gleich Null ( $R = 0$ ). Anders ist es jedoch bei einem Molekül, dessen Abstand  $a$  (siehe Abb. 4) von Grenzfläche kleiner als  $r_0$  ist. Ist der Abstand  $a$  von der Wasseroberfläche kleiner als der Radius  $r_0$  der Wirkungssphäre der Molekularkräfte, so ist die Resultierende  $R$  von Null verschieden und umso größer, je kleiner der Abstand  $a$  wird. Legt man zu der horizontal angenommenen freien Oberfläche  $N - N$  eine in Bezug auf das Teilchen  $m$  symmetrische Ebene  $N' - N'$ , so heben sich an diesem die Wirkungen aller Flüssigkeitsmoleküle auf, welche zwischen den Ebenen  $N - N$  und  $N' - N'$  liegen. Dagegen üben diejenigen Flüssigkeitselemente, welche unterhalb  $N' - N'$  liegen, auf das Molekül einen Zug nach unten aus (siehe Abb.4) (Truckenbrodt, 1968).

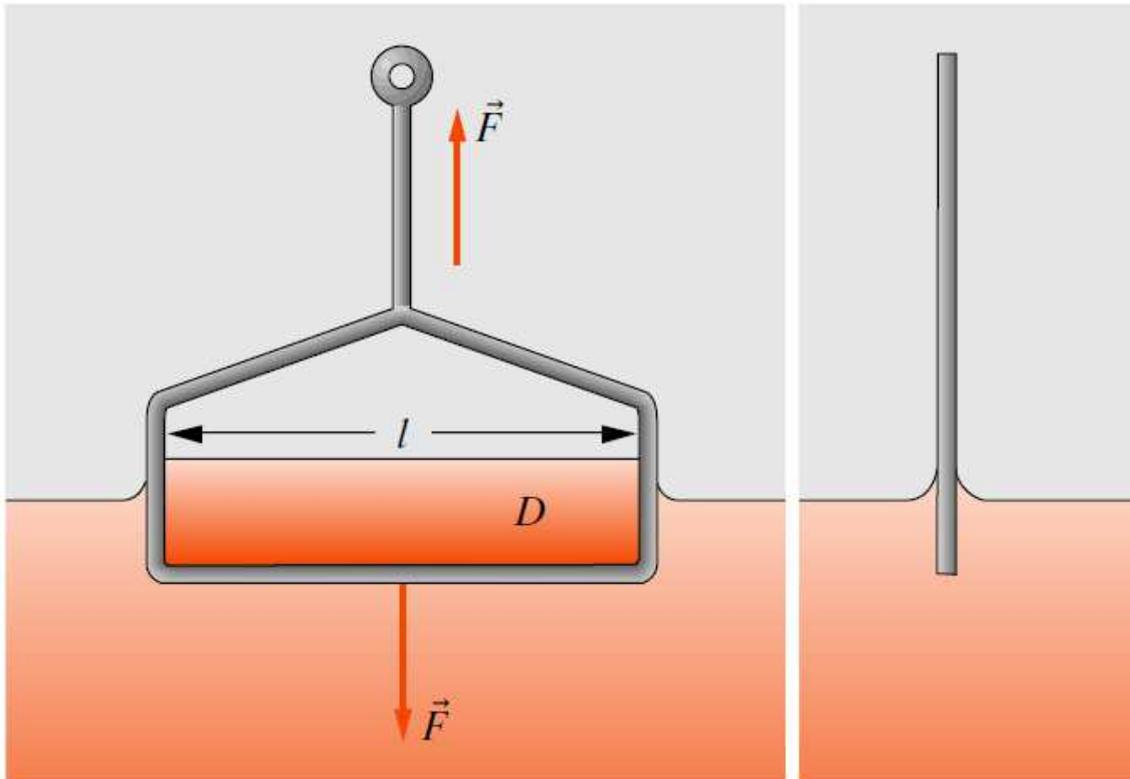


**Abb. 4:** Wirkungskräfte der Oberflächenspannung (Truckenbrodt, 1968)

Die Tangentialkomponenten der molekularen Anziehungskräfte erzeugen in der Grenzfläche eine Spannungskraft, welche auf die Längeneinheit des Linienelements normal zur Spannungsrichtung bezogen als Grenzflächenspannung oder auch als Oberflächenspannung  $\sigma$  bezeichnet wird. Diese hat an allen Punkten der Oberfläche unabhängig von der Richtung dieselbe Größe und besitzt die Dimension [N/m]. Die Oberflächenspannung an der Grenze zwischen Wasser und Luft beträgt 0,073 N/m bei 20 °C. Auf das Vorhandensein dieser Oberflächenspannung ist das Bestreben einer Flüssigkeit, einen Körper kleinster Oberfläche zu bilden, zurückzuführen. Grenzen mehrere verschiedene Medien aneinander, die sich nicht miteinander mischen, so unterliegen die Flüssigkeitsmoleküle der Wirkung aller molekularen Kräfte. (Truckenbrodt, 1968).

Die Oberflächenspannung ist außer von der Art der aneinandergrenzenden, sich nicht vermischenden Medien auch von der Temperatur abhängig. Die Oberflächenspannung nimmt mit der Erwärmung ab, dabei lockert sich die Flüssigkeit auf, die stark abstandsabhängigen Molekularkräfte werden kleiner. Die Oberflächenspannung ist außerdem äußerst empfindlich gegen winzige Verunreinigungen, die sich an der Oberfläche sammeln (Meschede, 2010).

Mit der Methode des Bügelverfahrens kann man die Oberflächenspannung der Flüssigkeiten messen (siehe Abb. 5).



**Abb. 5:** Bügelmethode zur Messung der Oberflächenspannung (Meschede, 2010)

Um einen Bügel mit einem quergespannten Draht der Länge  $l$ , welcher in eine Flüssigkeit eingetaucht ist, aus dieser herauszuheben, muss eine Kraft  $F$ , aufgewendet werden, die mit einer empfindlichen Federwaage gemessen werden kann. Man zieht eine am Draht hängende Lamelle hoch. Die Kraft  $F$  ist die größte von der Federwaage angezeigte Kraft, bei welcher die Lamelle gerade noch nicht zerreißt:

$$F = 2 \cdot l \cdot \sigma \quad (1)$$

$F$	[N]	Kraft, um Bügel aus Flüssigkeit herauszuziehen (siehe Abb. 5)
$l$	[m]	Drahtlänge (siehe Abb. 5)
$\sigma$	[N/m]	Oberflächenspannung

Demnach ist die Oberflächenspannung  $\sigma$ :

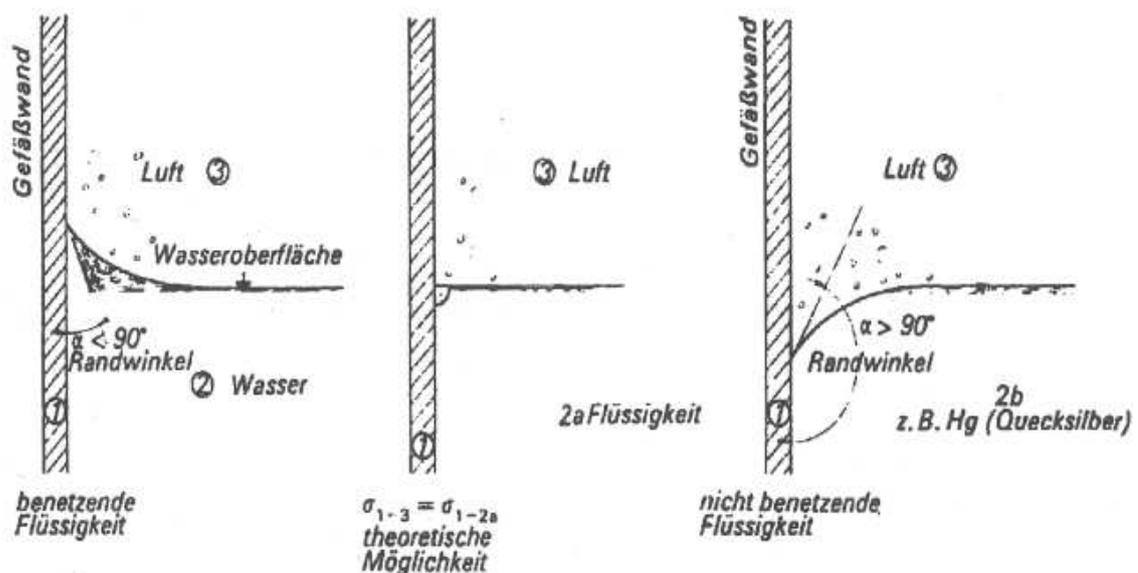
$$\sigma = \frac{F}{2 \cdot l} \quad (2)$$

$\sigma$	[N/m]	Oberflächenspannung
$F$	[N]	Kraft, um Bügel aus der Flüssigkeit herauszuziehen (siehe Abb. 5)
$l$	[m]	Drahtlänge (siehe Abb. 5)

Einige Beispiele, wo man die Oberflächenspannung des Wassers sehen kann: Wassertropfen, ein "überevull" gefülltes Wasserglas, das Insekt "Wasserläufer", usw.

## 1.7 Kapillarität

Grenzt eine Flüssigkeit an eine feste Wand, so stehen ihre in der Oberfläche liegenden Moleküle nicht nur unter dem Einfluss des an ihre Oberfläche angrenzenden flüssigen oder gasförmigen Mediums, sondern auch unter dem der festen wandartigen Begrenzung. Sind z.B. die von den Wandmolekülen herrührenden Anziehungskräfte sehr viel größer als die von den Nachbarmolekülen der Flüssigkeit ausgeübten, so muss sich die Flüssigkeit über die Wand ausbreiten, man spricht dann von einer benetzenden Flüssigkeit. Bei einer nicht benetzenden Flüssigkeit z.B. Quecksilber ist dies nicht der Fall, wohl aber ist der Wandeinfluss deutlich erkennbar, weil er in unmittelbarer Wandnähe zu einer gekrümmten Flüssigkeitsoberfläche führt. Beide Fälle sind in der Abb. 6 dargestellt. In jedem dieser Fälle kommt es zwischen Wand und gekrümmter Flüssigkeitsoberfläche zu einem bestimmten Randwinkel  $\alpha$  (Zeller & Franke, 1966).

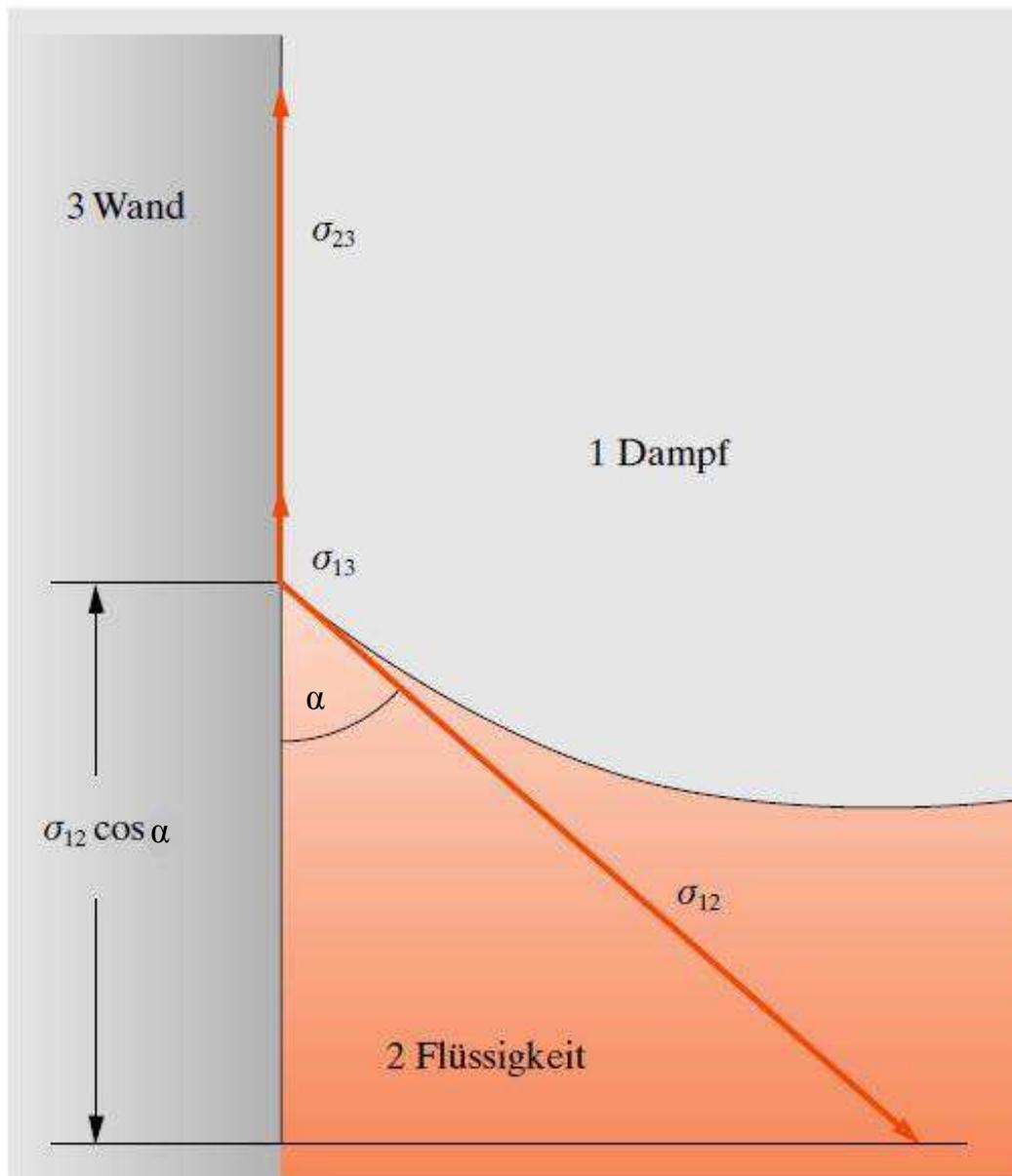


**Abb. 6:** Formen der Freien von Flüssigkeiten an Festen Wänden (Zeller & Franke, 1966)

Wo eine Flüssigkeitsoberfläche an eine Gefäßwand grenzt, wirken drei Randspannungen. In der Abb. 7 ist  $\sigma_{23}$  (fest-flüssig) als negativ, d.h. aufwärts zeigend dargestellt. Gleichgewicht verlangt:

$$\sigma_{23} - \sigma_{13} = -\sigma_{12} \cos \alpha \quad (3)$$

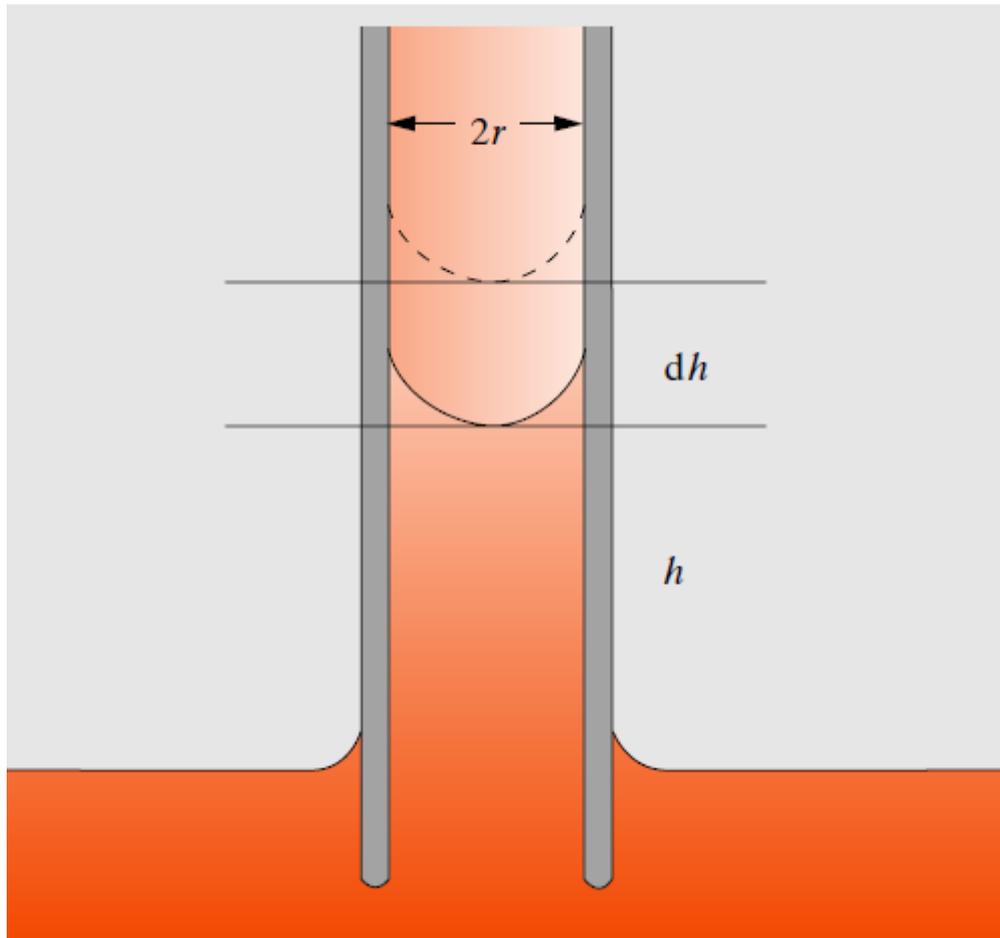
$\sigma_{12}$	[N/m]	Grenzflächenspannung Dampf gegen Flüssigkeit
$\sigma_{13}$	[N/m]	Grenzflächenspannung Dampf gegen Wand
$\sigma_{23}$	[N/m]	Grenzflächenspannung Flüssigkeit gegen Wand
$\alpha$	[°]	Randwinkel



**Abb. 7:** Zusammenhang zwischen der Haftspannung und dem Randwinkel (Meschede, 2010)

Wenn die Haftspannung  $\sigma_{13} - \sigma_{23}$  größer ist als  $\sigma_{12}$ , gibt es keinen Randwinkel  $\alpha$ , der Gleichung (3) befriedigt, d.h. die Flüssigkeit kriecht ganz an der Wand hoch. Ist  $\sigma_{23}$  positiv und größer als  $\sigma_{13}$ , also die Haftspannung negativ, dann wird  $\alpha > 90^\circ$  (z.B. bei Quecksilber – Glas ist  $\alpha = 138^\circ$ ) (siehe Abb. 6) (Meschede, 2010).

In einem engen Rohr steigt eine Flüssigkeit um  $h$ , wenn die Innenfläche gut benetzt ist (siehe Abb. 8).



**Abb. 8:** Steighöhe einer benetzenden Flüssigkeit in einem engen Rohr (Meschede, 2010)

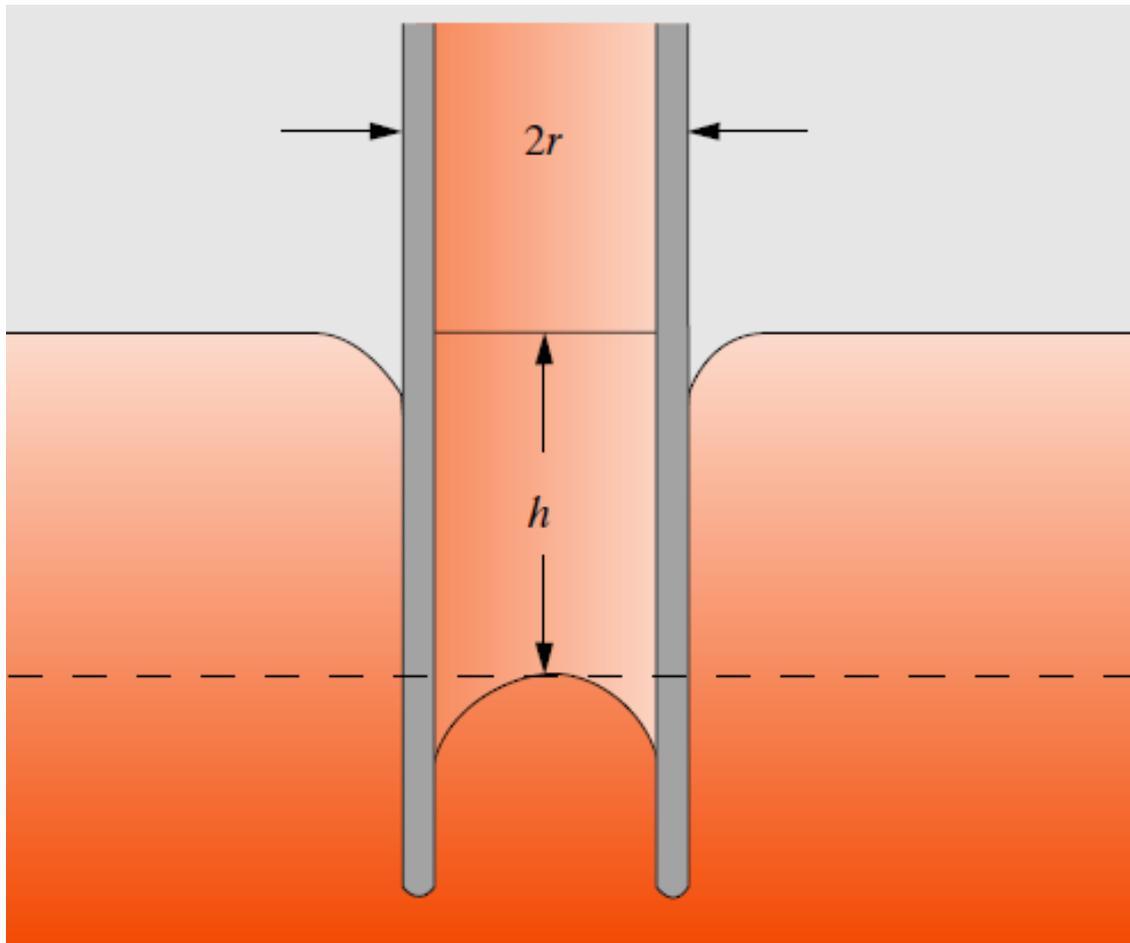
Die zusätzliche Flüssigkeitssäule mit ihrem Gewicht  $\pi \cdot r^2 \cdot h \cdot \rho \cdot g$  hängt an der Randlinie  $2 \cdot \pi \cdot r$  mit der Randkraft  $\sigma \cdot 2 \cdot \pi \cdot r$ . Gleichgewicht herrscht bei:

$$h = \frac{2 \cdot \sigma}{r \cdot \rho \cdot g} \quad (4)$$

$h$	[m]	Flüssigkeitssteighöhe
$\sigma$	[N/m]	Grenzflächenspannung

$r$	[m]	Rohr Radius
$\rho$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Dichte der Flüssigkeit
$g$	[m/s <sup>2</sup> ]	Erdbeschleunigung

Bei einer nichtbenetzenden Flüssigkeit wie Quecksilber im Glas ergibt sich eine Kapillardepression um den gleichen Betrag  $h$  (siehe Abb. 9).



**Abb. 9:** Kapillardepression für eine nichtbenetzende Flüssigkeit (Meschede, 2010)

## 1.8 Zähigkeit des Wassers

Wasser kann aufgrund seiner Zähigkeit Tangentialkräfte in den Berührungsflächen benachbarter Wasserteilchen übertragen. Es ist eine reibungsbehaftete Flüssigkeit.

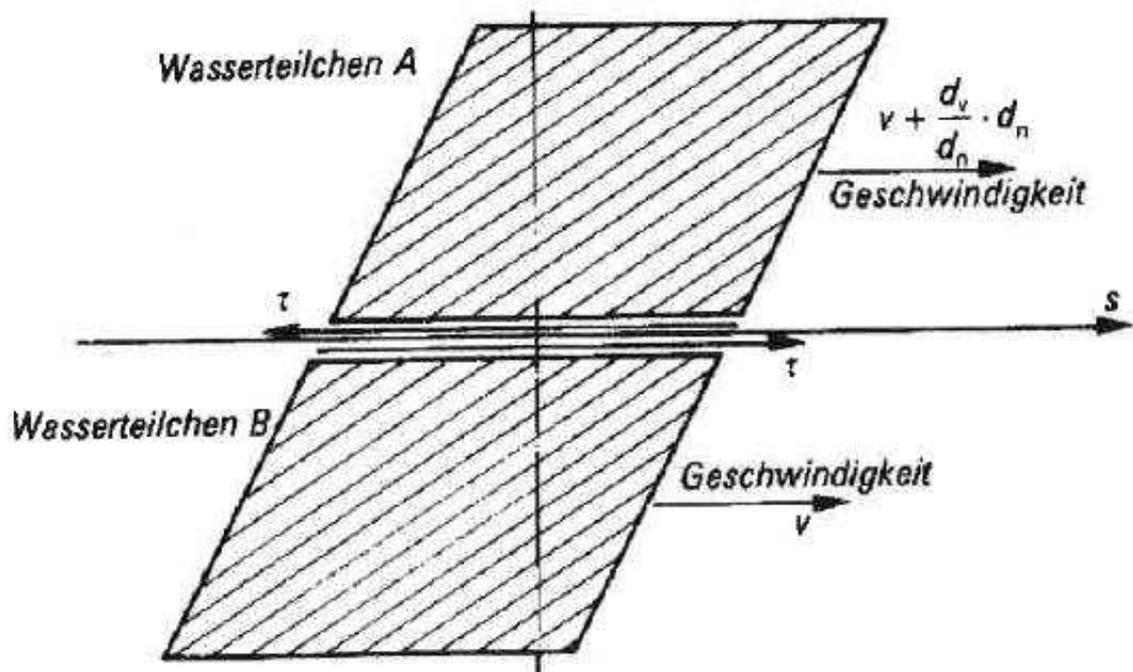
Zwei benachbarte, mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten strömenden Flüssigkeitssichten üben aufeinander die Reibung  $R$  aus (siehe Abb. 10). Es gilt:

$$R = \eta \cdot A \cdot \frac{dv}{dn} \quad (5)$$

R	[N]	Reibung
$\eta$	[Ns/m <sup>2</sup> ]	Faktor der inneren Reibung der Flüssigkeit, bezeichnet als dynamische Zähigkeit
A	[m <sup>2</sup> ]	Berührungsfläche
dv	[m/s]	Geschwindigkeitsunterschied zwischen zwei Schichten
dn	[m]	Abstand zwischen zwei ebenen parallelen Schichten

In der Gleichung (5) ist  $dv/dn$  der Geschwindigkeitsgradient quer zur Strömungsrichtung mit der Einheit [1/s].

Die dynamische Zähigkeit von  $\eta = 1$  [Ns/m<sup>2</sup>] = 1 Pascalsekunde [Pa s] = 10 Poise [P] hat ein laminar strömender, homogener, isotroper Körper, in dem zwischen zwei ebenen parallelen Schichten von  $dn = 1$  [m] Abstand und dem Geschwindigkeitsunterschied von  $dv = 1$  [m/s] die Schubspannung von 1 [N/m<sup>2</sup>] übertragen wird (Zeller & Franke, 1966).



**Abb. 10:** Reibung zwischen zwei Wasserteilchen (Truckenbrodt, 1968)

Für die Schubspannung  $\tau$  gilt folgende Gleichung, die man als Newton'sches Gesetz der Zähigkeitsreibung laminar strömender Flüssigkeiten bezeichnet:

$$\tau = \eta \cdot \frac{dv}{dn} \quad (6)$$

$\tau$	[N/m <sup>2</sup> ]	Zähigkeitsreibung laminar strömender Flüssigkeiten
$\eta$	[Ns/m <sup>2</sup> ]	Faktor der inneren Reibung der Flüssigkeit, bezeichnet als dynamische Zähigkeit
$dv$	[m/s]	Geschwindigkeitsunterschied zwischen zwei Schichten
$dn$	[m]	Abstand zwischen zwei ebenen parallelen Schichten

Wird die Dynamische Zähigkeit  $\eta$  einer Flüssigkeit auf ihre Dichte  $\rho$  bezogen, dann erhält man die kinematische Zähigkeit  $\nu$  mit folgendem Ausdruck:

$$\tau = \eta \cdot \frac{dv}{dn} \quad (7)$$

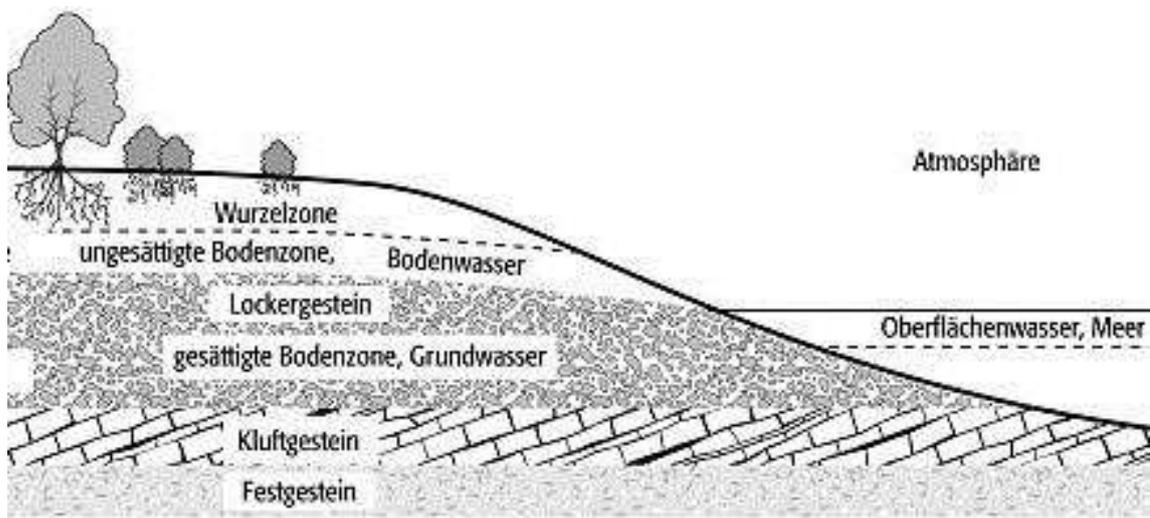
$\nu$	[m <sup>2</sup> /s]	kinematische Zähigkeit
$\eta$	[Ns/m <sup>2</sup> ]	Faktor der inneren Reibung der Flüssigkeit, bezeichnet als dynamische Zähigkeit
$\rho$	[kg/m <sup>3</sup> ]	Dichte der Flüssigkeit

Die kinematische Zähigkeit  $\nu = 1 \text{ [m}^2\text{/s]} = 10000 \text{ Stokes [St]}$  hat ein Körper, dessen dynamische Zähigkeit  $\eta = 1 \text{ [Ns/m}^2\text{]}$  beträgt und der eine Dichte von  $\rho = 1 \text{ [kg/m}^3\text{]}$  aufweist (Zeller & Franke, 1966).

## 2 Bodenmechanik teilgesättigter Böden

### 2.1 Einleitung

Die oberste Erdkruste besteht hauptsächlich aus Böden, die nicht komplett nass und nicht komplett trocken sind. In der Abb. 11 kann man im oberen linken Rand die teilgesättigte (ungesättigte) Bodenzone sehen. Unterhalb der teilgesättigte Zone liegt die gesättigte Bodenzone. Die meisten geotechnischen Probleme entstehen in teilgesättigten Böden.



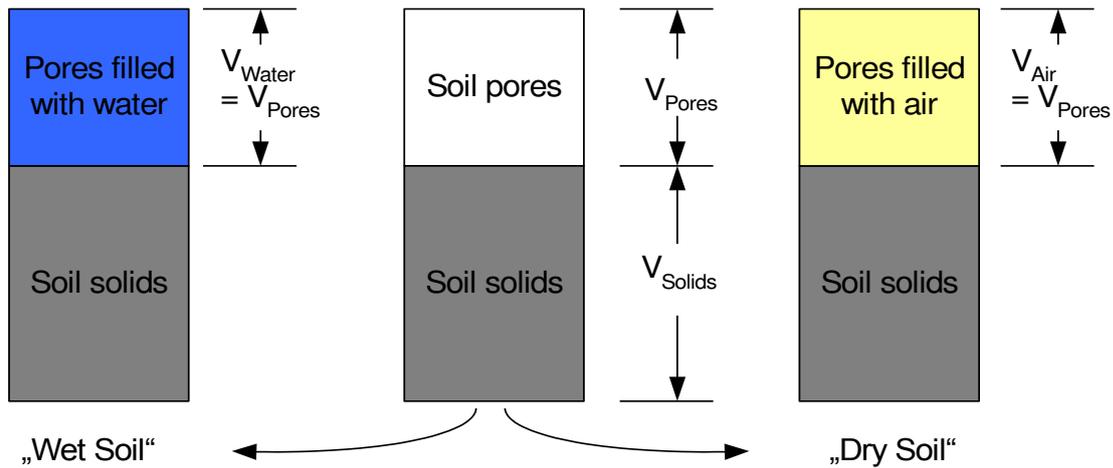
**Abb. 11:** Gesättigte und teilgesättigte Zone (Lexikon der Geowissenschaften, 2000)

Einige Eigenschaften und Phänomene der Böden, wie z.B. Quellen und Schrumpfen, können nicht mit „klassischer“ Bodenmechanik erfasst werden.

Klassische Bodenmechanik betrachtet Böden als Zweikomponentensysteme:

- Feststoffe des Bodens
- Hohlräume des Bodens.

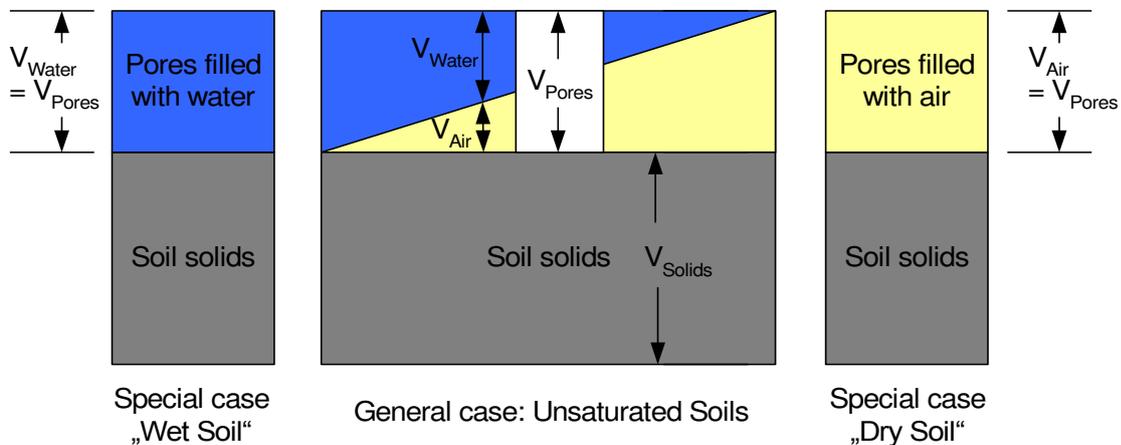
Die Hohlräume des Bodens können entweder mit Wasser oder mit Luft belegt sein (siehe Abb. 12).



**Abb. 12:** Boden als Zweikomponentensystem (Leibniz, 2013)

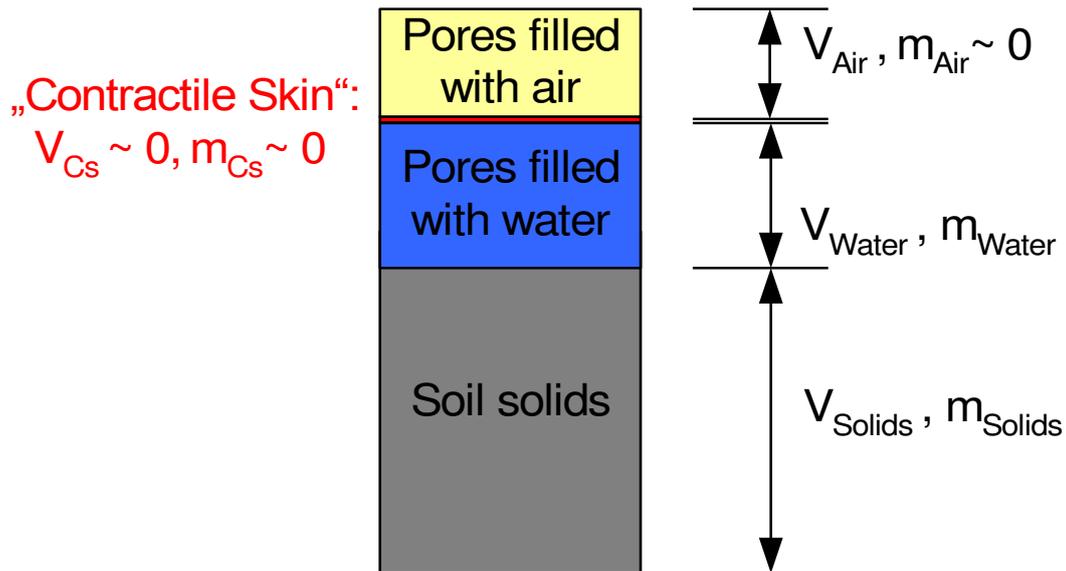
Bodenmechanik teilgesättigter Böden betrachtet Böden als Drei- oder sogar Vierkomponentensystem (siehe Abb. 13 und Abb. 14):

- Feststoffe des Bodens
- Hohlräume belegt mit Wasser
- Hohlräume belegt mit Luft.



**Abb. 13:** Boden als Dreikomponentensystem (Leibniz, 2013)

Wegen des bedeutsamen Einflusses auf das Verhalten der teilgesättigten Böden wird die „Contractile Skin“ des Wassers als vierte Komponente in der Bodenmechanik teilgesättigter Böden eingeführt (siehe Abb. 14). Die „Contractile Skin“ ist die Grenzschicht zwischen Wasser und Luft und ist ein Teil der Wasserkomponente, aber mit speziellen physikalischen Eigenschaften, wie z.B. reduzierte Dichte oder erhöhte Wärmeleitfähigkeit. Das Volumen und die Masse dieser Komponente kann aber vernachlässigt werden.



**Abb. 14:** Boden als Vierkomponentensystem (Leibniz, 2013)

Die meisten Gesetze der klassischen Bodenmechanik sind auch in der Bodenmechanik teilgesättigter Böden gültig, aber sie müssen erweitert werden.

Obwohl sich die flüssige und gasförmige Phase berühren, sind die darin herrschenden Drücke  $p_w$  (Wasserdruck) und  $p_a$  (Luftdruck) nicht gleich. Ihr Unterschied, die sog. Saugspannung, ist durch Kapillarität und Osmose bedingt. Bodenmechanisch relevant ist die Frage, wie  $p_w$  und  $p_a$  das mechanische Verhalten des Korngerüsts beeinflussen. Dazu muss der Begriff der effektiven Spannung erweitert werden (Kapitel 2.5). (Kolymbas, 2011)

## 2.2 Wasser im Boden

Das während des Jahres in unterschiedlicher Menge anfallende Niederschlagswasser dringt nur zum Teil in den Boden ein. Der Rest verdunstet bzw. fließt als Oberflächenwasser ab (Möller, 2013).

### 2.2.1 Hydrologische Gliederung des Wassers im Boden

Den Boden infiltrierendes Wasser sickert entweder bis zu einem Grundwasserreservoir, oder es verbleibt in den Bodenporen der über dem Grundwasser liegenden Zone. Generell kann zwischen zwei Zonen unterschieden werden. In der unteren Zone sind alle Bodenporen vollständig mit Wasser gefüllt, das einem hydrostatischen Druck unterliegt. In der darüber liegenden Zone (Kapillarzone) sind die Poren vollständig (geschlossene Kapillarzone) oder teilweise (offene Kapillarzone) mit Wasser gefüllt (siehe Abb. 15). Während oberhalb der geschlossenen Kapillarzone einzelne Bodenteilchen von Haftwasser (gegen die

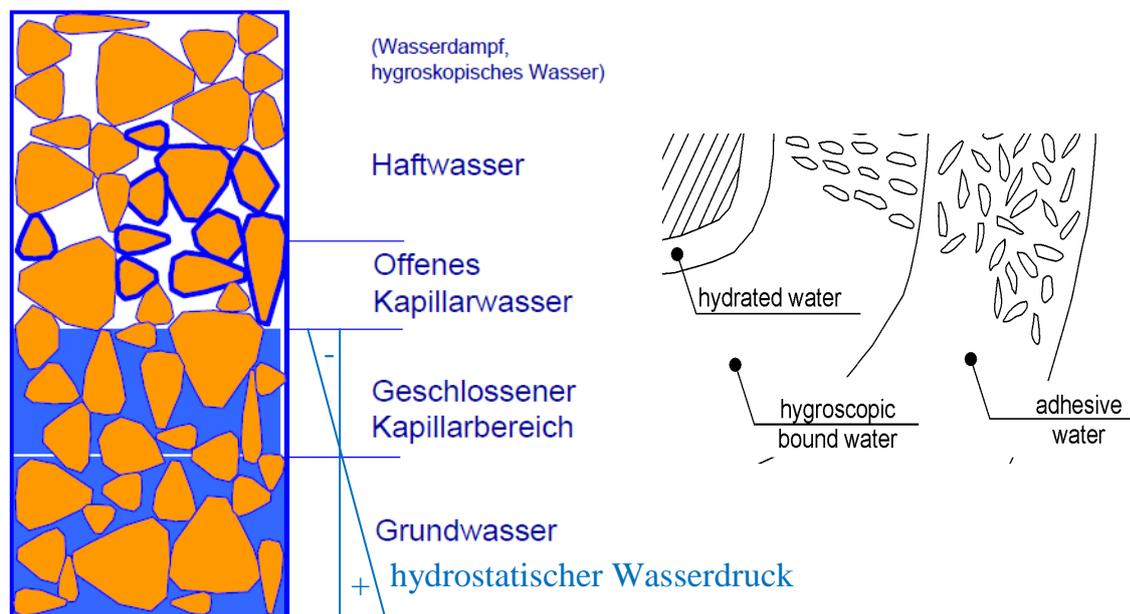
Schwerkraft adhäsiv gehaltenes Wasser) umgeben sind, werden die Bodenteilchen im gesamten Bodenbereich von hygroskopischem Wasser umhüllt (Möller, 2013).

## 2.2.2 Erscheinungsformen des Wassers im Boden

Wasser steht im Untergrund in vielfältiger Wechselbeziehung zu den festen Bestandteilen und ist durch unterschiedliche Bindungsformen und mit unterschiedlichen Bindungsintensitäten an diese gebunden (Velikogne, 2000).

Die unterirdischen Wässer werden eingeteilt in (siehe Abb. 15):

- Adsorptionswasser
- Kapillarwasser
- Sickerwasser
- Grundwasser
- Wasser in Einzelhohlräumen
- Wasser in chemischer Bindung im Gestein oder gelöst in Magmen



**Abb. 15:** Erscheinungsformen des Wassers im Boden (Becker, 2012; Leibniz, 2013)

### 2.2.2.1 Adsorptionswasser

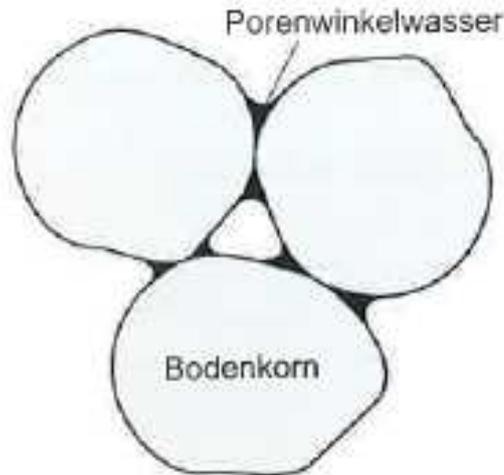
Das Adsorptionswasser umhüllt die feste Oberfläche der Bodenteilchen, ohne Menisken zu bilden, und wird in drei Teilgruppen unterschieden (siehe Abb. 15):

- Schwarmwasser
- hygroskopisches Wasser
- Haftwasser (Porewinkel- oder Häutschenwasser)

Die Bindung dieses Wasser beruht auf den nur über kurze Entfernung wirkenden van der Waal'schen Kräften (1873) der Wasserstoffbindung zwischen den Sauerstoffatomen der festen Oberfläche und den Wassermolekülen und schließlich auf den über längere Entfernung wirkenden Kräften des elektrostatischen Feldes der geladenen festen Oberfläche auf die Wasserdipole. Die Bindung zwischen den adsorbierten Wassermolekülen erfolgt über Wasserstoffbrücken (siehe Kapitel 1.1).

### 2.2.2.2 Porenwinkelwasser

Als Porenwinkelwasser (siehe Abb. 16) wird das Wasser im Bereich der Kontaktflächen (Porenwinkel) von Körnern feuchter nichtbindiger Böden (z.B. Feinsanden) bezeichnet. Durch die Kapillarkräfte des Porenwinkelwassers werden die Bodenkörner zueinander gezogen. Dies führt zu einem „Aneinanderhaften“ der Körner, das als „Kapillarkohäsion“ (oder auch „scheinbare Kohäsion“) bezeichnet wird und sich insbesondere bei feinkörnigen nichtbindigen Böden auswirkt. Wird der Wassergehalt eines nichtbindigen Bodens, zu dem die maximale Wirkung der Kapillarkohäsion gehört, verändert, reduziert sich die Kohäsion mit zunehmender Veränderung immer weiter. So verringern sich die Kapillarkräfte mit fortschreitender Austrocknung des Bodens bis hin zu ihrem endgültigen Wegfall bei vollständig trockenem Boden. Analog dazu reduziert sich die Kapillarkohäsion bei Wasserzugabe, da dadurch die Bodenporen mit Wasser aufgefüllt werden. Endgültig verschwunden ist sie, wenn alle Bodenporen mit Wasser gefüllt sind (Möller, 2013).



**Abb. 16:** Bodenkörner mit Porenwinkelwasser (Möller, 2013)

### 2.2.2.3 Kapillarwasser

Das Kapillarwasser legt sich über die Schichten des Adsorptionswassers und bildet an den Berührungsstellen mit den festen Teilchen stark gekrümmte Menisken aus. Der Grund für die Meniskenbildung liegt in der Tendenz der Grenzfläche zwischen Wasser und Luft eine Möglichst kleine Fläche einzunehmen und somit einen energieärmeren Zustand zu erreichen (siehe Kapitel 1.7) (Mattheß & Ubell, 1983).

Die Beschreibung des kapillaren Flüssigkeitstransportes in teilgesättigten Korngerüsten ist sehr kompliziert und noch zu erforschen. Die vielfach angewandte Verallgemeinerung des Darcy'schen Gesetzes ist nicht immer statthaft. Da es noch immer keine einheitliche Theorie für den Flüssigkeitstransport in teilgesättigten Korngerüsten gibt und die Forschung auf diesem Gebiet noch lange nicht abgeschlossen ist, wird versucht, durch Modelle den Porenraum zu kennzeichnen (Kolymbas, 1998).

Gemäß Kapitel 1.6 und 1.7 treten in Bodenporen, die nicht vollständig mit Grundwasser gefüllt sind, Oberflächenspannungen zwischen dem Boden und dem Wasser auf. Sie bewirken Kapillarkräfte, die mit abnehmender Porengröße zunehmen. Die Kapillarkräfte heben das Grundwasser in Form von Kapillarwasser über den Grundwasserspiegel um (siehe Abb. 17):

$$h_k = \frac{4 \cdot \sigma \cdot \cos \alpha}{d \cdot \gamma_w} \quad (8)$$

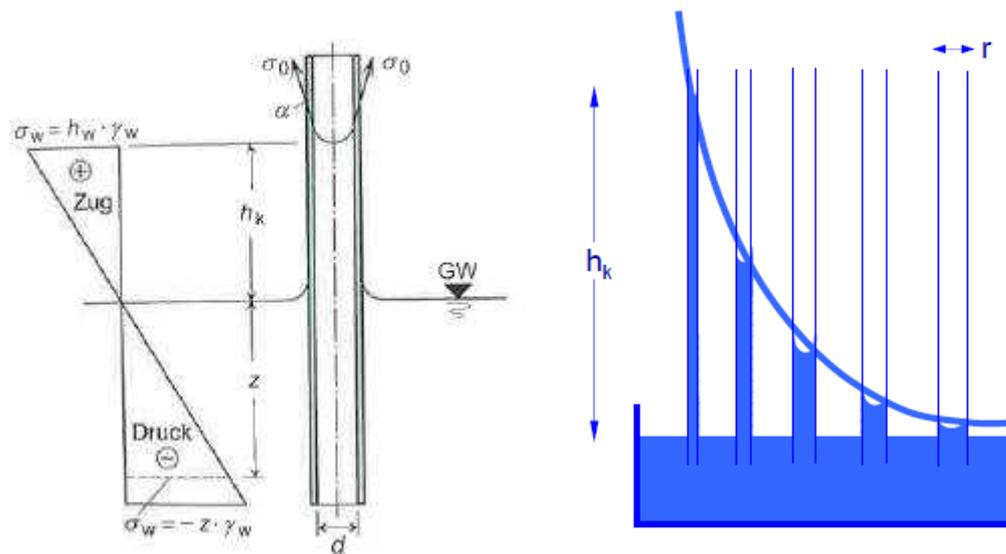
$h_k$	[m]	kapillare Steighöhe
$\sigma$	[kN/m <sup>2</sup> ]	Oberflächenspannung

$\alpha$	[°]	Benetzungswinkel
$d$	[m]	Durchmesser der Poren
$\gamma_w$	[kN/m <sup>3</sup> ]	Wasserwichte

Mit der Wasserwichte  $\gamma_w \approx 10 \text{ kN/m}^3$ , der für feuchte und 10 °C warme Luft geltenden Oberflächenspannung  $\sigma \approx 0,0075 \text{ kN/m}^2$  und dem für Böden passenden Benetzungswinkel  $\alpha \approx 0^\circ$  ergibt sich für die kapillare Steighöhe  $h_k$  die nicht dimensionsreine Beziehung:

$$h_k = \frac{0,3}{d} \quad (9)$$

$h_k$	[cm]	kapillare Steighöhe
$d$	[cm]	Durchmesser der Poren



**Abb. 17:** Zug- und Druckspannungsverlauf in einem Kapillarrohr (Möller, 2013; Becker, 2012)

Diese Formel gilt für natürliche poröse Medien nur näherungsweise, da die Hohlräume (Poren) keine zylindrischen Kapillaren sind.

In der Fachliteratur gibt es eine große Anzahl von Näherungslösungen zur Ermittlung der kapillaren Steighöhe  $h_k$  in porösen Feststoffsystemen. Nachfolgend werden noch drei dieser Lösungen angeführt.

Kapillare Steighöhe nach Schröder (1968):

$$h_k = \frac{0,366}{R} \cdot 10^{-4} \quad (10)$$

$h_k$	[m]	kapillare Steighöhe
$R$	[m]	Radius der kugeligen Partikel

Kapillare Steighöhe nach Cernica (1995):

$$h_k = \frac{0,0306}{0,2 \cdot d_{10}} \cdot 10^{-3} \quad (11)$$

$h_k$	[m]	kapillare Steighöhe
$d_{10}$	[m]	Korngröße bei 10% Siebdurchgang

Eine Formel, mit welcher der Einfluss der Geschwindigkeit des kapillaren Aufstiegs zum Ausdruck gebracht werden soll, erstellte Vageler (1932):

$$h_t = \frac{h_e \cdot t}{t + a \cdot h_e} \quad (12)$$

$h_t$	[m]	Steighöhe zum Zeitpunkt $t$
$h_e$	[m]	Endsteighöhe
$t$	[s]	Zeitpunkt
$a$	[s/m]	charakteristische Konstante für poröse Medien

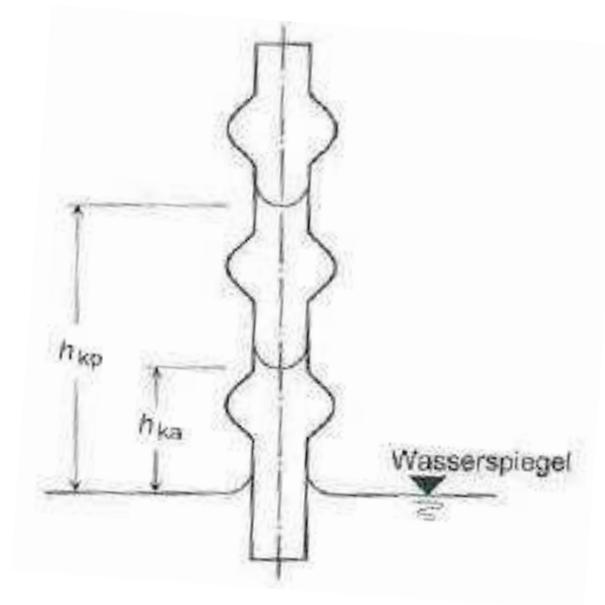
Die kapillare Steighöhe  $h_k$  ist von folgenden Parametern abhängig:

- Korngröße
- Art der Mineralien
- Form der Mineralien
- Orientierung der Mineralien
- Lagerungsdichte
- Ionenbelegung

In Abhängigkeit vom Bodenmaterial und seiner Lagerungsdichte differieren die passiven kapillaren Steighöhen in den Porenkanälen erheblich: während sie z.B. bei Kies Werte in cm-Bereich annehmen, können sie in Feinschluff bis  $\approx 50$  m erreichen (Möller, 2013).

Da die Porenkanäle veränderliche Dicken aufweisen, entsprechen sie eher einem Jamin-Rohr (siehe Abb. 18) als einem Kapillarrohr mit konstantem Durchmesser. Wird ein Jamin-Rohr in Wasser getaucht, steigt dieses im Rohr bis zur „aktiven“ kapillaren Steighöhe  $h_{ka}$ . Wird der Wasserspiegel danach abgesenkt, stellt sich

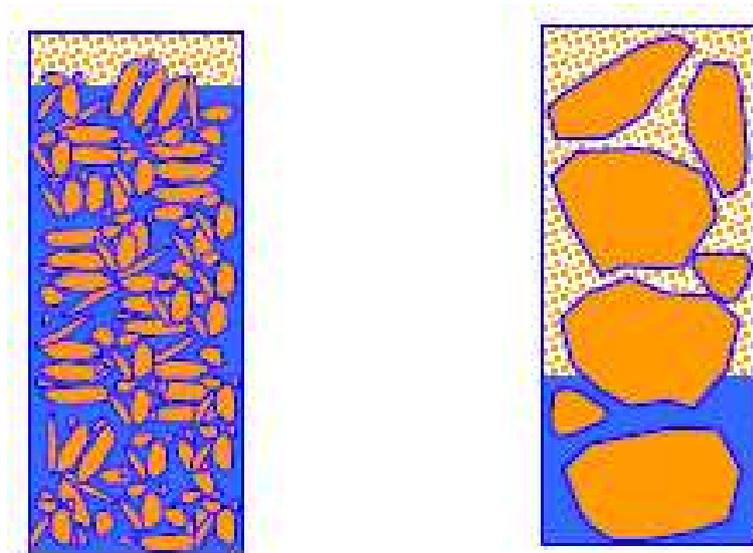
eine größere und als „passiv“ bezeichnete kapillare Steighöhe  $h_{kp}$  (auch „kapillare Rückhaltehöhe“ genannt) ein (Möller, 2013).



**Abb. 18:** Jamin-Rohr mit aktiver ( $h_{ka}$ ) und passiver ( $h_{kp}$ ) kapillarer Steighöhe (Möller, 2013)

Die unregelmäßigen Querschnitte der im Bodengefüge vorhandenen Porenkanäle (siehe Abb. 19) sowie Schwankungen des Grundwasserspiegels führen zu einer sich unterschiedlich einstellenden kapillaren Steighöhe im Boden. Das kapillar gehobene Grundwasser im Baugrund ist deshalb zu finden in der (Möller, 2013):

- geschlossenen Kapillarzone (alle Poren dieses Bereichs sind mit Kapillarwasser gefüllt (siehe Abb. 15 und Abb. 18))
- offenen Kapillarzone (nur ein Teil der Poren dieses Bereichs ist mit Kapillarwasser gefüllt (siehe Abb. 15 und Abb. 18))



**Abb. 19:** Die unregelmäßigen Querschnittsformen im Bodengefüge (Becker, 2012)

Abgesehen von der Kapillarsaugspannung gibt es in einem gesättigten oder ungesättigten Korngerüst eine weitere Saugspannung, falls das Porenwasser gelöste Salze enthält (was in der Natur immer der Fall ist). Steht das salzhaltige Porenwasser mit einem Reservoir in Kontakt, das Wasser geringerer Salzkonzentration enthält, so wird das saubere Wasser in den Porenraum hineingesogen. Die hiermit verknüpfte Saugspannung wird als osmotisch bezeichnet. Die gelösten Salze diffundieren allmählich in das „saubere“ Wasser hinein, sofern sie nicht daran gehindert werden, etwa durch elektrische Felder an den Oberflächen der Feststoffpartikel, und solange die Konzentrationsunterschiede existieren, bleibt die osmotische Saugspannung bestehen (Kolymbas, 2011).

$$p^{osm} = \frac{n}{V} \cdot R \cdot T = c_{osm} \cdot R \cdot T \quad (13)$$

$p^{osm}$	[Pa]	osmotische Druck
$n$	[mol]	Stoffmenge
$V$	[m <sup>3</sup> ]	Volumen der Lösung
$R$	[J/(mol·K)]	universelle Gaskonstante
$T$	[K]	Temperatur der Lösung
$c_{osm}$	[mol/l]	osmotische Konzentration

Das „van't Hoff'sche-Gesetz“ (1884) beschreibt den Zusammenhang zwischen osmotischem Druck, osmotischer Konzentration und Temperatur für verdünnte Lösungen. Der osmotische Druck ist derjenige Druck, der durch die in einem Lösungsmittel gelösten Moleküle auf der höher konzentrierten Seite verursacht wird und den Fluss des Lösungsmittel (in der Regel Wasser) durch eine

semipermeable Membran antreibt. Das Lösungsmittel strömt von der Seite mit geringerer Teilchenkonzentration durch die genannte Membran zur Seite mit dem höheren osmotischen Druck, also zur höheren Teilchenkonzentration. Für die Teilchen selber ist die Membran nicht passierbar.

#### **2.2.2.4 Sickerwasser**

Das in den Boden infiltrierende Sickerwasser erfüllt in der wasserungesättigten Zone unregelmäßig begrenzte Bereiche. Da sich dieses Wasser unter dem Einfluss der Schwerkraft vorzugsweise nach unten bewegt, wird es auch als Gravitationswasser bezeichnet (Mattheß & Ubell, 1983).

Es füllt zu Beginn die zur Atmosphäre offenen Bodenbereiche auf, wobei sich eine Sickerwasserfront ausbildet, die je nach Bodenart und Niederschlagsereignis unterschiedlich weit in den Boden eindringen kann (Velikogne, 2000).

In der Pedologie (Bodenkunde, Bodenwissenschaft) werden Adsorptionswasser, Kapillarwasser und Sickerwasser als Bodenwasser zusammengefasst. Das restliche im Boden vorhandene Wasser wird dem chemisch gebundenen Wasser bzw. dem Kristallwasser zugeordnet (Mattheß & Ubell, 1983).

#### **2.2.2.5 Grundwasser**

Das Grundwasser füllt die Hohlräume des Bodens zusammenhängend aus, unterliegt nur dem Einfluss der Schwerkraft und fließt bei Gefälle frei, entsprechend der Durchlässigkeit des Bodens.

Bodenschichten, die sowohl der Speicherung von Wasser dienen als auch eine maßgebliche Durchströmung gewährleisten, werden als Aquifer bezeichnet (Velikogne 2000).

#### **2.2.2.6 Wasser in Einzelhohlräumen**

Dieses Wasser tritt in isolierten Klüften oder Porenräumen unterhalb des zusammenhängenden Grundwasserkörpers auf und nimmt nicht mehr am Wasserhaushalt teil (Mattheß & Ubell, 1983).

Zu dieser Gruppe gehören die Thermal- und Mineralwässer.

## **2.3 Transport von Wasser und Luft in teilgesättigten Böden**

### **2.3.1 Begriffe**

Der residuale Wassergehalt ist der minimale Wassergehalt, der sich durch Wasserentzug in flüssiger Phase einstellt. Ein geringerer Wassergehalt kann nur noch durch Wasserentzug in der Gasphase (Verdunstung) eingestellt werden (Barth, 2003).

Der Lufteintrittswert ist die Saugspannung, bei der die Entleerung der Poren beginnt. Der residuale Wassergehalt ist erreicht, wenn eine weitere Saugspannungserhöhung keine wesentliche Wassergehaltsveränderung mehr hervorruft. Eine weitere Abnahme des Wassergehalts kann nur durch Gasbewegungen erfolgen (Thielen, 2008).

### **2.3.2 Diffusiver Transport**

Wasser und Luft können über Diffusion innerhalb der jeweils anderen Phase wandern. Betrachten wir z.B. eine wassergesättigte Bodenprobe, die seitlich undurchlässig eingefasst ist: Wenn sie oben und unten mit Luft unterschiedlichen Druckes, der den Lufteintrittswert nicht übersteigt, beaufschlagt wird, so setzt ein diffusiver Lufttransport durch das Porenwasser ein (Kolymbas, 2011).

### **2.3.3 Luftströmung**

Sobald der Luftdruck den Lufteintrittswert übersteigt, dringt Luft (als eigene Phase, d.h. mit eigenem Volumenanteil) in einen ursprünglich wassergesättigten Boden ein. Dabei ist die Luftfront keine glatte Fläche, sondern hat eine fraktale Form: da breite Poren einen kleineren Lufteintrittswert haben, wird zunächst Porenwasser durch Luft aus diesen verdrängt (Kolymbas, 2011).

### **2.3.4 Grundwasserströmung**

#### **2.3.4.1 Allgemeines**

Das Grundwasser strömt von Orten höherer potentieller Energie zu Orten niedrigerer potentieller Energie. Die potentielle Energie wird auch als hydraulische Höhe  $h$  bezeichnet. Diese hydraulische Höhe  $h$  setzt sich aus der geodätischen Höhe  $z$ , die sich auf eine gewählte Bezugshöhe bezieht, aus der Druckhöhe  $p/\gamma_w$  und aus der Geschwindigkeitshöhe  $v^2/2g$  zusammen. Nach Bernoulli (1738) gilt:

$$h = z + \frac{p}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2 \cdot g} \quad (14)$$

h	[m]	hydraulische Höhe
z	[m]	Bezugshöhe
p	[Pa]	Druck
$\gamma_w$	[kN/m <sup>3</sup> ]	Wasserwichte
v	[m/s]	Strömungsgeschwindigkeit
g	[m/s <sup>2</sup> ]	Erdbeschleunigung

Bei Grundwasserströmungen ist die Geschwindigkeit  $v$  klein, ihr Quadrat umso kleiner; daher darf die Geschwindigkeitshöhe im Vergleich zu den beiden ersten Termen in Gleichung (14) vernachlässigt werden (Kolymbas, 2011).

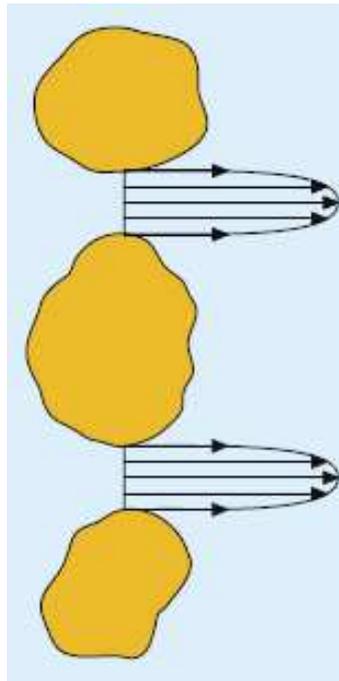
Man erhält dann:

$$h = z + \frac{p}{\gamma_w} \quad (15)$$

h	[m]	hydraulische Höhe
z	[m]	Bezugshöhe
p	[Pa]	Druck
$\gamma_w$	[kN/m <sup>3</sup> ]	Wasserwichte

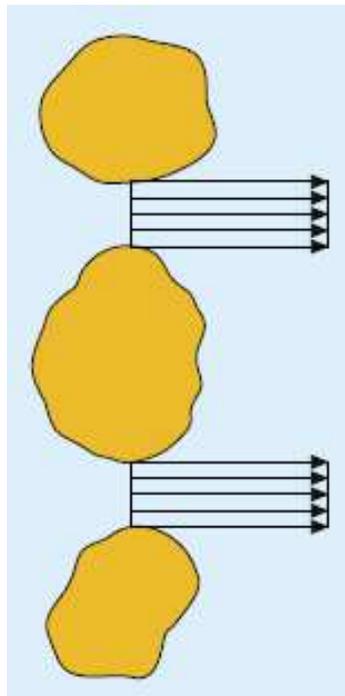
Bei den Grundwasserströmungen muss man unterschiedliche Begriffe für die Geschwindigkeit definieren, da es nicht immer gestattet ist, die Geschwindigkeit des Grundwassers als Mittelwert auf einen bestimmten betrachteten Bodenquerschnitt anzugeben.

In Abb. 20 ist die momentane Verteilung der tatsächlichen Geschwindigkeit  $v^{\text{lf}}$  des Wasserpartikels dargestellt.



**Abb. 20:** Tatsächliche Wassergeschwindigkeit  $v^f$  (Kolymbas, 2011)

Bei einer Mittelwertbildung der Geschwindigkeit  $v^f$  über den Porenraum wird die sogenannte Abstandsgeschwindigkeit  $v^f$  bestimmt. Sie ist bei der Betrachtung der Ausbreitung von Schadstoffen im Grundwasser von Bedeutung. Dies ist in Abb. 21 dargestellt.



**Abb. 21:** Abstandsgeschwindigkeit  $v^f$  (Kolymbas, 2011)

Wird hingegen die Geschwindigkeit  $v^f$  über die gesamte betrachtete Schnittfläche gemittelt, so erhält man sogenannte Filtergeschwindigkeit  $v$  (siehe Abb. 22). Sie gibt den Durchfluss  $Q$  pro Flächeneinheit  $A$  des Bodens an.

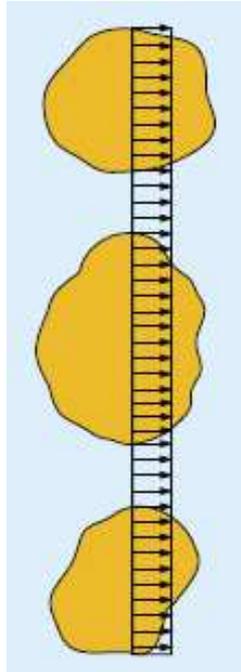


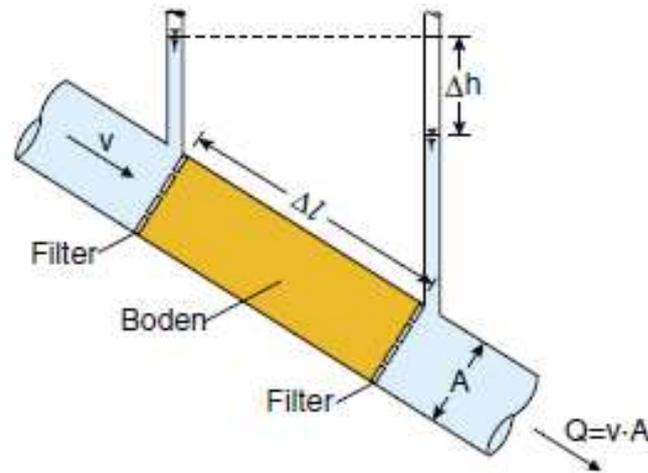
Abb. 22: Filtergeschwindigkeit  $v$  (Kolymbas, 2011)

### 2.3.4.2 Gesetz von Darcy

Nach Darcy (1856) (siehe Abb. 23) ist die Geschwindigkeit  $v$  proportional zur Energiehöhe  $\Delta h$ , die auf der Länge  $\Delta l$  abgebaut wird:

$$v = k \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (16)$$

$v$	[m/s]	Geschwindigkeit
$k$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert
$\Delta h$	[m]	Energiehöhe
$\Delta l$	[m]	durchströmte Länge



**Abb. 23:** Prinzip des Darcy-Gesetzes (Kolymbas, 2011)

Die dimensionslose Größe  $\Delta h/\Delta l$  wird als hydraulisches Gefälle (oder hydraulischer Gradient)  $i$  bezeichnet.

Dann erhält das Gesetz von Darcy (1856) folgende Form:

$$v = k \cdot i \quad (17)$$

$v$	[m/s]	Geschwindigkeit
$k$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert
$i$	[-]	hydraulisches Gefälle (hydraulischer Gradient)

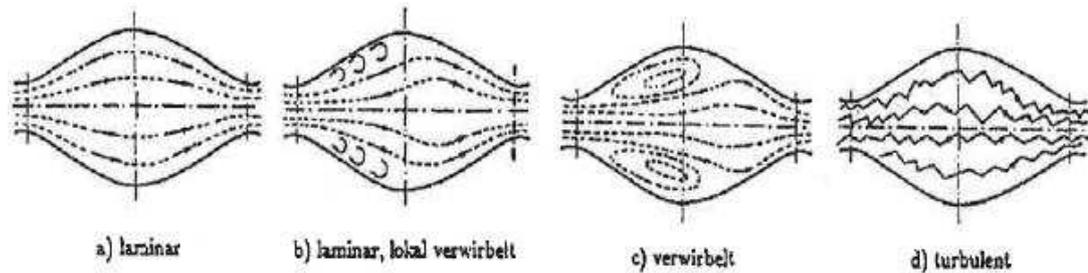
Das Gesetz von Darcy gilt nur unter folgenden Voraussetzungen:

- Die Strömung ist laminar. Die Art der Strömung wird durch die Reynoldszahl (1883) angegeben:

$$Re = \frac{v \cdot L}{\nu} \quad (18)$$

$Re$	[-]	Reynoldszahl
$v$	[m/s]	Filtergeschwindigkeit
$L$	[m]	wirksame Länge des Porensystems
$\nu$	[m <sup>2</sup> /s]	kinematische Zähigkeit der Flüssigkeit

Die Strömungsarten innerhalb poröser Medien sind in der Abb. 24 schematisch dargestellt.



**Abb. 24:** Strömungsarten (Pregl, 1983)

- Die Bodenkörner müssen im Ruhezustand sein. Für den Fall, dass sich die Bodenkörner bewegen, muss im Darcy'schen Gesetz die Relativgeschwindigkeit zwischen Körner und Flüssigkeit stehen (Gesetz von Darcy – Gersevanov), womit die Geschwindigkeit der Bodenkörner berücksichtigt wird.

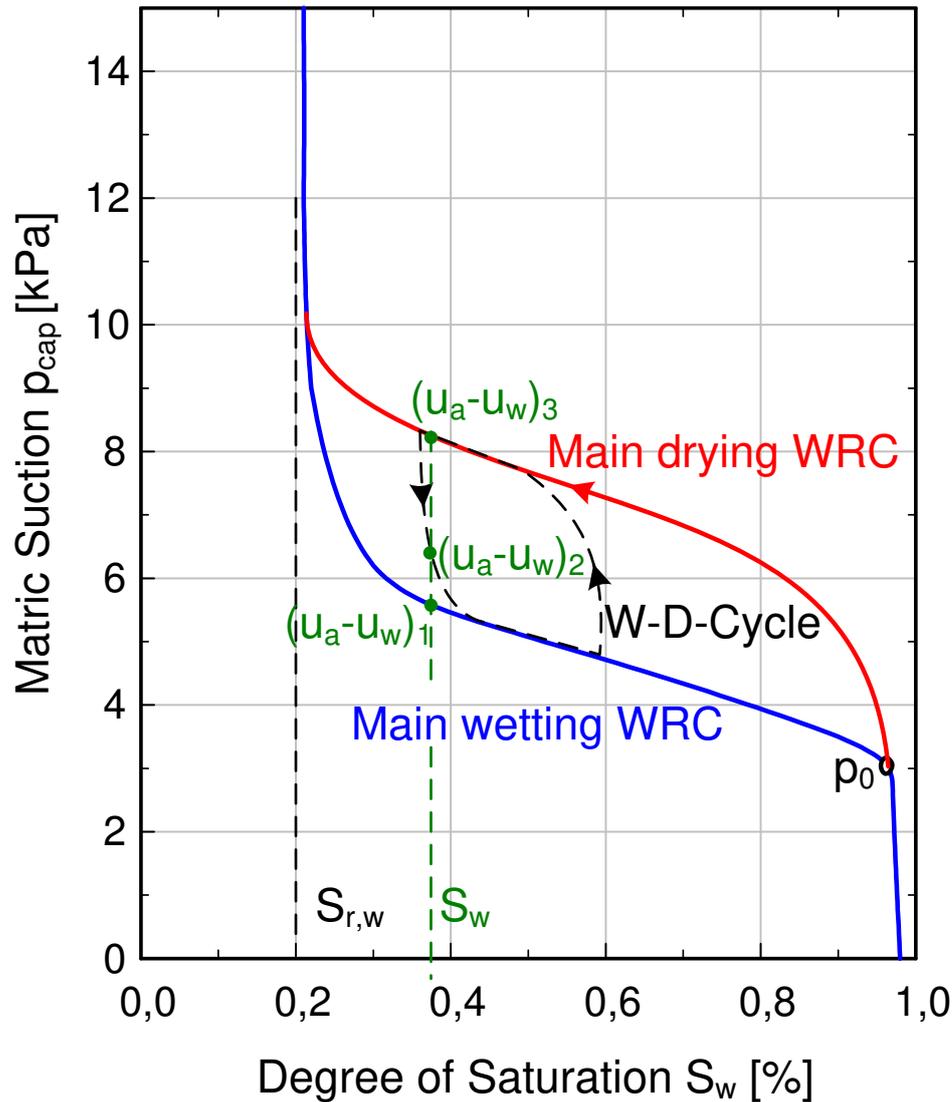
## 2.4 Kapillardruckkurve

Die sogenannte Kapillardruckkurve  $\Delta p(S)$  gibt die Saugspannung  $s$  in Abhängigkeit vom Sättigungsgrad an (Kolymbas, 2011).

$$s = \Delta p = p_a - p_w \quad (19)$$

$s$	[Pa]	Saugspannung
$p_a$	[Pa]	Luftdruck
$p_w$	[Pa]	Wasserdruck

Die üblichen experimentellen Verfahren zur Bestimmung der Kapillardruckkurve eines Korngerüstes beruhen auf der Verdrängung entweder der Luft oder des Wassers aus dem Porenraum durch Anwendung von Druck auf den Probenrand (Kolymbas, 2011).



**Abb. 25:** Kapillardruckkurve (Leibniz, 2013)

Der steile Anstieg der Entfeuchtungskurve (siehe Abb. 25) auf den Wert  $p_0$  beruht auf der Tatsache, dass die Luft erst dann durch eine Öffnung (Pore) des Durchmessers  $d = 2r$  passieren kann, wenn der Luftüberdruck den Eintrittskapillardruck (Young-Laplace (1805) Druck)  $p_0$  erreicht hat.

$$p_0 = \frac{2 \cdot \sigma}{r} \quad (20)$$

$p_0$	[Pa]	Eintrittskapillardruck
$\sigma$	[N/m]	Oberflächenspannung
$r$	[m]	Radius der Pore

Wie man erkennt, ist der Eintrittskapillardruck umso größer, je kleiner der Porenradius ist.

Wie aus der Abb. 25 ersichtlich lässt sich für die Entfeuchtungskurve die Beziehung zwischen Sättigung  $S$  und Saugspannung  $s$  durch das Gesetz von Mualem und van Genuchten ausdrücken:

$$S = \begin{cases} 1 & \text{für } s < p_0 \\ \left(\frac{p_0}{s}\right)^\sigma & \text{für } s > p_0 \end{cases} \quad (21)$$

$S$	[-]	Sättigungsgrad
$s$	[Pa]	Saugspannung
$p_0$	[Pa]	Eintrittskapillardruck
$\sigma$	[N/m]	Oberflächenspannung

## 2.5 Effektive Spannungen in teilgesättigten Böden

Da für die Deformation und die Festigkeit des Korngerüsts die effektive Spannung maßgebend ist, muss diese Spannung für teilgesättigte Böden definieren werden. Über das Porenvolumen bzw. über eine Querschnittsfläche in den Poren erhält man einen gemittelten Porendruck (Kolymbas, 2011):

$$p = (1 - S) \cdot p_a + S \cdot p_w \quad (22)$$

$p$	[Pa]	Porendruck
$p_a$	[Pa]	Luftdruck
$p_w$	[Pa]	Wasserdruck
$S$	[-]	Sättigungsgrad

Hält man an der Definition der effektiven Spannung für wassergesättigte Böden fest, so erhält man (Kolymbas, 2011):

$$\sigma' = \sigma - p = \sigma - (1 - S) \cdot p_a - S \cdot p_w = \sigma - p_a + S \cdot (p_a - p_w) \quad (23)$$

$\sigma$	[Pa]	totale Spannung
$\sigma'$	[Pa]	effektive Spannung
$p$	[Pa]	Porendruck
$p_a$	[Pa]	Luftdruck
$p_w$	[Pa]	Wasserdruck
$S$	[-]	Sättigungsgrad

Drucknormalspannungen sind hier positiv einzusetzen, dementsprechend sind Saugspannungen negativ. Anstelle von Gleichung (23) hat Bishop (1960) folgende Beziehung vorgeschlagen, wobei  $\chi$  eine Funktion von  $S$  ist:

$$\sigma' = \sigma - p_a + \chi \cdot (p_a - p_w) \quad 0 \leq \chi \leq 1 \quad (24)$$

$\sigma$	[Pa]	totale Spannung
$\sigma'$	[Pa]	effektive Spannung
$p_a$	[Pa]	Luftdruck
$p_w$	[Pa]	Wasserdruck
$\chi$	[-]	Funktion vom Sättigungsgrad

Für  $S = 1$  bekommt man mit  $\chi = 1$  die herkömmliche Definition der effektiven Spannung. Dies gilt auch für trockenen Boden, falls  $\chi(S = 0) = 0$  gesetzt wird. Diverse Ansätze für  $\chi(S)$  mit der Eigenschaft  $\chi(0) = 0$  und  $\chi(1) = 1$  können dafür herangezogen werden, wie  $\chi = S$  oder  $\chi = S(2 - S)$ .

## 3 Thermische Untersuchungen anhand eines konkreten Projekts

### 3.1 Allgemeines

Beim Projekt „Auffahren der Stationsröhren unter einem Vereisungsschirm im Bauabschnitt U2/18 (U-Bahn Strecke in Wien)“ soll beim Tunnelbau die Bodenvereisung für die Verfestigung- und Abdichtungsmaßnahmen durchgeführt werden. Bei der Bodenvereisung wird das Porenwasser zu Eis gefroren, wodurch der Boden verfestigt und abgedichtet wird. Sinngemäß kann man von „Eisbeton“ sprechen, wobei das Eis dem Zementleim und der Feststoffanteil den Zuschlagstoffen entspricht. Zum Gefrieren des Porenwassers wird eine Anzahl von Gefrierrohren im Boden von einem kalten Fluid durchströmt und entzieht damit dem umgebenden Boden Wärme. Da die Festigkeit gefrorener Böden stark von der Temperatur abhängt, wird der Boden i.d.R auf mindestens  $-10$  bis  $-20$  °C, oft auch deutlich tiefer abgekühlt. Aus der Umgebung strömt ständig Wärme zum Frostkörper, weshalb die Kühlung über die gesamte Bauzeit aufrechterhalten werden muss. Dementsprechend wird das Gefrierverfahren ausschließlich zur temporären Verfestigung und Abdichtung von Boden eingesetzt, bis ein dauerhaftes Bauwerk hergestellt und funktionsfähig ist (Witt, 2009).

Das Gefrierverfahren weist verschiedene Merkmale auf, die es bei fachkundiger Anwendung zu einem sehr gut kontrollierbaren und damit sicheren Bauverfahren machen (Witt, 2009):

- Es kann jede Bodenart gefroren werden, sodass auch Schichtgrenzen kein grundsätzliches Anwendungshindernis darstellen.
- Frostkörper können beliebig nahe an oder unter Bauwerken hergestellt und form- und kraftschlüssig verbunden werden.
- Durch Temperaturmessungen kann sowohl die Ausdehnung als auch – bei Kenntnis der Materialeigenschaften – das Verhalten von Frostkörpern zuverlässig beurteilt werden. Dabei gewinnt man nicht, wie beispielweise bei einer Bohrkernentnahme, nur genau an der Erkundungsstelle eine Information, vielmehr kann nach den Gesetzen der Wärmebilanz auch auf Frostkörperbereiche in einer gewissen Umgebung der Messstellen geschlossen werden.
- Gefrorener Boden ist ein viskoplastisches Material, was zwar die Dimensionierung gegenüber elastischen oder ideal plastischen Materialien

kompliziert macht, aber in der praktischen Anwendung bis zu einem gewissen Maß vor Überraschungen schützt, da kritische Zustände bei den in der Baupraxis üblichen Beanspruchungen anhand von Kriechverformungen sich meist frühzeitig ankündigen. Selbstverständlich setzt dies eine sorgfältige Prognose sowie eine Beobachtung des Verhaltens an repräsentativen Stellen voraus.

- Auch während seiner Nutzung kann ein Frostkörper noch ertüchtigt werden, indem durch stärkere Kühlung sein Ausmaß vergrößert und/oder seine Festigkeit gesteigert wird.
- Zunehmend wichtiger wird die vergleichsweise geringe Umweltbelastung, da außer den Gefrierrohren (sowie i.d.R. auch Temperaturmessrohren) ohne mineralisches Verpressmaterial keine fremden Stoffe in den Boden oder das Grundwasser eingebracht werden. Die Rohre werden geräuscharm und normalerweise erschütterungsfrei eingebracht.
- Nach seiner Nutzung verschwindet der Frostkörper durch Abtauen, sodass lediglich die Gefrier- und Messrohre im Boden zurückbleiben. Diese lassen sich so herstellen, dass sie beispielsweise durch Tunnelbohrmaschinen abgebaut werden können und deshalb für spätere Baumaßnahmen keine Hindernisse darstellen. In Einzelfällen wurden Frostkörper durch Heizen beschleunigt aufgetaut und die Gefrierrohre wieder entfernt, um den Weg für eine Tunnelbohrmaschine frei zu machen

Selbstverständlich ist auch die Anwendung des Gefrierverfahrens gewissen Einschränkungen unterworfen. Dies sind im Wesentlichen der Wassergehalt und die Grundwasserfließgeschwindigkeit, eventuelle chemische Inhaltsstoffe des Bodens oder des Grundwassers sowie Volumenänderungen beim Gefrieren und beim Auftauen (Witt, 2009).

Boden ist in der Regel ein Gemisch aus Mineralstoffen, Porenwasser (bzw. Poreneis) und Luft. Die thermischen Kennwerte hängen von der Bodenart, dem Wasser- bzw. Eisgehalt, dem Sättigungsgrad sowie der Dichte und Temperatur ab. So fällt beispielsweise die spezifische Wärmekapazität aller Materialien bis zum absoluten Temperaturnullpunkt auf null ab, während die Wärmeleitfähigkeit mit fallender Temperatur ansteigt. In der Natur im Winter oder bei der Bodenvereisung von teilgesättigten Böden gibt es einen gefrorenen und einen ungefrorenen Bereich. Im Übergangsbereich ändern sich die thermischen Eigenschaften des Wassers und damit in der Folge des gesamten Bodens, was eine große Rolle bei thermischen Berechnungen spielt (Witt, 2009).

Da bei der Bodenvereisung auch zwei thermischen Eigenschaften, die Wärmeleitfähigkeit  $\lambda$  und die spezifische Wärmekapazität  $c$ , wichtige Rollen spielen, werden diese an gelieferten Rammkernbohrungen untersucht.

## 3.2 Wärmeleitfähigkeit

Die Wärmeleitfähigkeit von Bodenproben wird von verschiedenen Faktoren beeinflusst, die auch für die Interpretation der Messergebnisse relevant sind (TeKa, 2014).

Die Böden bestehen aus einem festen Kornanteil (Matrix) und einem mehr oder weniger großen Porenraum. Ein grundlegender Einflussfaktor ist daher die Matrix-Wärmeleitfähigkeit des Grundmaterials. Die höchste Matrix-Wärmeleitfähigkeit natürlicher Materialien erreicht reiner Quarzsand mit 6.5 - 12.5 W/mK (TeKa, 2014).

Die Gesamt-Wärmeleitfähigkeit eines porösen Materials setzt sich zusammen aus der Matrix-Wärmeleitfähigkeit und der der Porenfüllung. Letztere besteht i. a. bei einem trockenen Material aus Luft (Wärmeleitfähigkeit ca. 0.03 W/mK), bei einem voll gesättigten aus Wasser (Wärmeleitfähigkeit ca. 0.6 W/mK) (TeKa, 2014).

Mit steigendem Wassergehalt wird die Luft als Porenfüllung zunehmend durch Wasser ersetzt. Da Luft ein wesentlich schlechterer Wärmeleiter ist als Wasser, erhöht sich dadurch die Gesamt-Wärmeleitfähigkeit der Probe. Der Minimalwert wird im ausgetrockneten Zustand, der Maximalwert bei voller Wassersättigung erreicht. Die Wärmeleitfähigkeit poröser Böden hängt damit stark vom Wassergehalt der Probe ab, der Maximalwert kann das fünf- bis sechsfache des Minimalwertes betragen. Die Abhängigkeit der Wärmeleitfähigkeit vom Wassergehalt ist nicht linear (TeKa, 2014).

Daraus ergibt sich, dass zur richtigen Interpretation der Ergebnisse der Feuchtegehalt der Probe bei der Messung bekannt sein bzw. ein definierter Feuchtegehalt hergestellt werden muss (dies gilt auch für insitu entnommene Proben) (TeKa, 2014).

Wie oben erwähnt ergibt sich, dass auch der Anteil des Porenvolumens am Gesamtvolumen einen Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit hat. Da die Matrix-Wärmeleitfähigkeiten von (Quarz-) Sanden i. a. über der Wärmeleitfähigkeit von Wasser und deutlich über der Wärmeleitfähigkeit von Luft liegen, ist die Wärmeleitfähigkeit umso höher, je geringer der Porenanteil in einem Material ist. Dies bedeutet, dass die Wärmeleitfähigkeit eines Materials umso höher wird, je besser es verdichtet ist bzw. je höher seine Dichte ist. Das gilt natürlich nur für Materialien gleicher Zusammensetzung, weil z.B. die Dichte eines natürlichen Sandmaterials durch die Zugabe von Zement künstlich erhöht werden kann, dies führt jedoch nicht unbedingt zu einer Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit. Der Grund liegt darin, dass Zement mit ca. 1.0 W/mK eine im Vergleich zu (Quarz-) Sanden relativ niedrige Matrix-Wärmeleitfähigkeit aufweist. Unverdichtete, nur

geschüttete Quarzsande erreichen im ausgetrockneten Zustand trotz der hohen Matrix-Wärmeleitfähigkeit des Quarzes nur Werte von ca. 0.3 - 0.6 W/mK. Erfahrungsgemäß lässt sich jedoch durch Verdichten die Wärmeleitfähigkeit mindestens um den Faktor 1,5 erhöhen (TeKa, 2014).

Aus vorherigen folgt: die Wärmeleitfähigkeit von Böden steigt mit der Dichte sowie mit dem Sättigungsgrad. Wegen der höheren Leitfähigkeit von Eis gegenüber Wasser (Kapitel 1.4) hat gefrorener Boden eine höhere Leitfähigkeit als ungefrorener, ferner sind quarzreiche Böden leitfähiger als solche mit Tonmineralen (Witt, 2009).

### 3.3 Wärmekapazität

Die Wärmekapazität repräsentiert diejenige Wärmemenge, welche erforderlich ist, um die Temperatur einer bestimmten Bodenmenge um 1 K zu erhöhen oder zu vermindern. Die auf die Masse bezogene spezifische Wärmekapazität  $c_m$  [J/gK] lässt sich durch Multiplikation mit der Dichte [g/m<sup>3</sup>] in die volumetrische Wärmekapazität umrechnen. Die Wärmekapazität wird deshalb auch auf das Volumen bezogen [J/m<sup>3</sup>K], weil die Frostkörper in thermischen Berechnungen durch ihre Raumkoordinaten definiert sind (Witt, 2009).

Den größten Einfluss auf die Wärmekapazität von Böden übt das Porenwasser aus. Im gefrorenen Zustand fällt die spezifische Wärmekapazität des Wassers um mehr als die Hälfte (Kapitel 1.3), deswegen verringert sich beim Gefrieren in ausreichend wassergesättigten Böden auch die Wärmekapazität (Witt, 2009).

Während in körnigen Böden das Porenwasser bei Erreichen des Gefrierpunktes fast vollständig gefriert, kann in bindigen Böden mit deren relativ großer spezifischer Oberfläche auch unterhalb des Gefrierpunktes ungefrorenes Wasser vorhanden sein, was auch eine Erhöhung der Wärmekapazität im gefrorenen Zustand bedeuten kann. Der Grund hierfür sind die Bindungskräfte des Wassers an die Oberflächen der Mineralkörner, die stärker sind als die Bindungskräfte zum Eiskristall, sodass sich die Wassermoleküle nicht in das Kristallgitter einordnen. Die ungefrorenen Wasserhüllen sind zähflüssig und so längs der Kornoberflächen verschieblich, sie spielen eine wesentliche Rolle bei der Entstehung von Eislinsen. Diese Effekte nehmen mit zunehmender spezifischer Oberfläche des Minerals zu. Bei hochplastischen Böden kann bis -70 °C ungefrorenes Wasser vorhanden sein, für baupraktische Aufgaben ist im Rahmen sonstiger Streuungen eine Berücksichtigung bis ca. -10 °C ausreichend (Witt, 2009).

## 4 Labormessungen an U2/18 - Proben

### 4.1 Allgemeines

Um aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten, muss bei der Probenentnahme im Gelände darauf geachtet werden, die Struktur der Proben nicht zu verändern. Bei der Herstellung von Proben im Labor muss ein definierter Verdichtungsgrad eingehalten werden, der der späteren Verwendung entspricht (TeKa, 2014).

Wegen der Inhomogenität natürlicher Materialien sollten immer mehrere Proben entnommen bzw. hergestellt und gemessen werden. Wiederholungsmessungen an derselben Probe (z.B. bei verschiedenen Feuchtegehalten) sollten in jedem Durchgang an denselben Positionen erfolgen (TeKa, 2014).

Die Bodenproben für thermische Untersuchungen wurden als Kernbohrungen, die in eine Kunststoffolie eingepackt sind, geliefert. Die Kernbohrungen wurden entpackt und nach der Bodenansprache wurden zwei verschiedenen Bodenarten festgelegt. Danach wurden die Sieb- und Schlämmanalyse an verschiedenen Stellen der Kernbohrungen durchgeführt. Dies bestätigte, dass es sich um zwei verschiedene Bodenarten handelt.

In Tiefen von 10 bis 11 m und von 15 bis 16 m liegt ein gering sandiger, toniger Schluff (sa' cl' Si) mit einer Korndichte von  $\rho_s = 2,73 \text{ g/cm}^3$  vor, während in Tiefen von 19 bis 20 m und 22 bis 23 m ein sehr gering sandiger, gering toniger Schluff (sa'' cl' Si) mit einer Korndichte von  $\rho_s = 2,70 \text{ g/cm}^3$  auftritt.

Die Wärmeleitfähigkeit und die spezifische Wärmekapazität werden an ungestörten Proben untersucht.

### 4.2 Wärmeleitfähigkeit

#### 4.2.1 Allgemeines

Die Wärmeleitfähigkeitsmessungen werden im Thermolabor des Instituts für Bodenmechanik und Grundbau durchgeführt.

## 4.2.2 Messeinrichtung

Für die Messungen werden folgende Geräte verwendet:

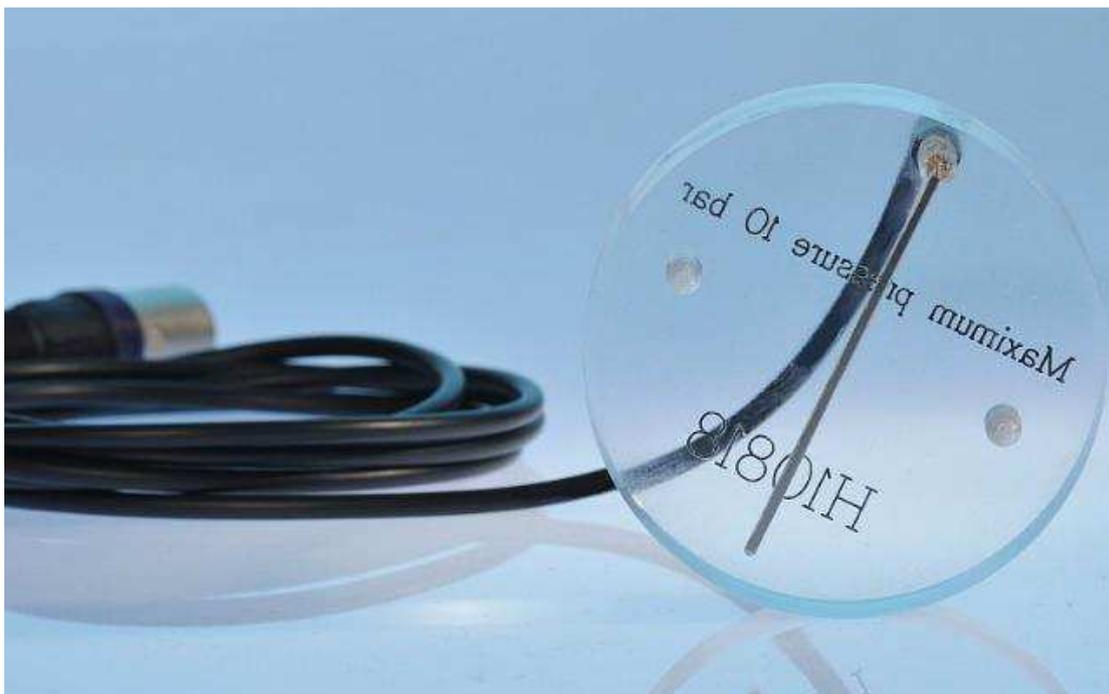
- TK04 Wärmeleitfähigkeitsmessgerät TeKa Berlin
- Standard – HLQ Sonde (Halbraumsonde) TeKa Berlin
- Kontaktpresse mit Druckbegrenzung TeKa Berlin
- Probenbehälter
- Referenz-Material ST 1.6 für Standard – HLQ Sonde TeKa Berlin
- Kühlschrank bzw. Tiefkühlschrank
- Kontaktmittel – Keratherm KP97
- TK04 Software Paket TeKa Berlin

Das computergesteuerte TK04 Wärmeleitfähigkeitsmessgerät (siehe Abb. 26) stellt die Verbindung zwischen der Sonde und einem Computer her und versorgt diesen mit den notwendigen Daten um die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit durchzuführen.



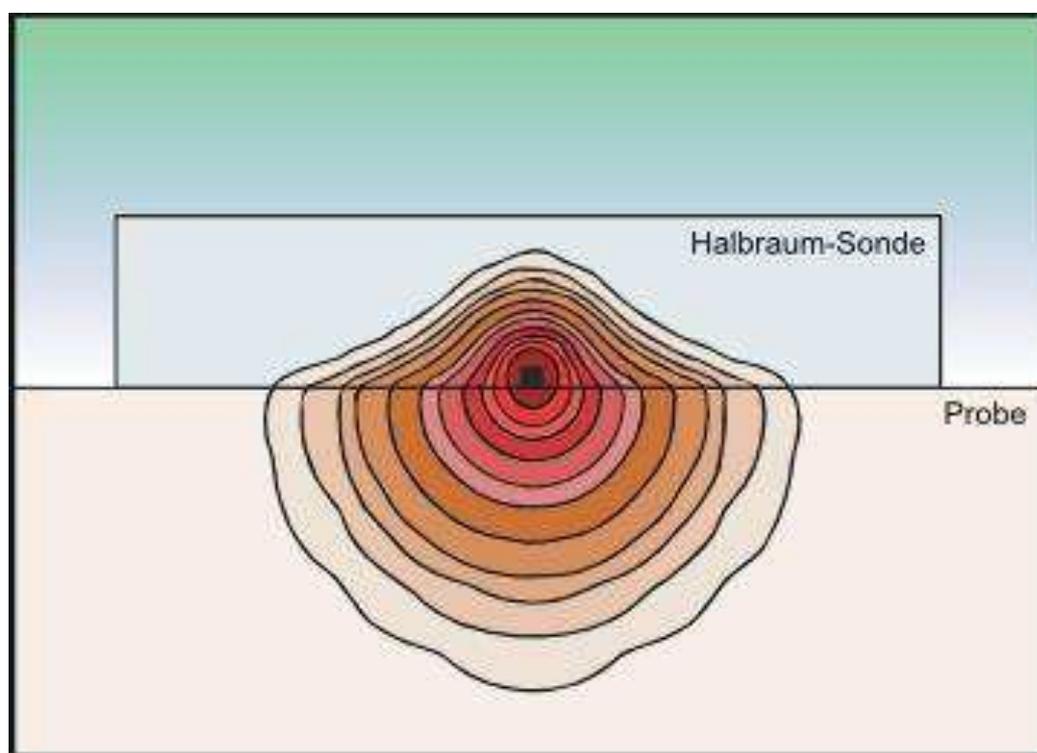
**Abb. 26:** Wärmeleitfähigkeitsmessgerät (TeKa, 2016)

Zum Anbringung der geforderten Heizleistung, die je nach zu untersuchendem Material unterschiedlich ist, wird eine Standard - HQL Sonde (Halbraumsonde) benutzt (siehe Abb. 27). Die Messgenauigkeit dieser Sonde beträgt  $\pm 3\%$ .



**Abb. 27:** Halbraumsonde (TeKa, 2016)

Bei der Halbraumsonde kann sich die Wärme nur über den halben Raum ausbreiten (siehe Abb. 28), deswegen muss das Ergebnis der Messung verdoppelt werden.



**Abb. 28:** Funktionsprinzip der Halbraumsonde (TeKa, 2016)

Um einen guten Kontakt zwischen der Sonde und der Probenoberfläche zu erreichen, sollte ein mäßiger Anpressdruck gewählt werden (ca. 5 bis 10 bar). Dazu wird eine Kontaktpresse mit Druckbegrenzung verwendet (siehe Abb. 29).



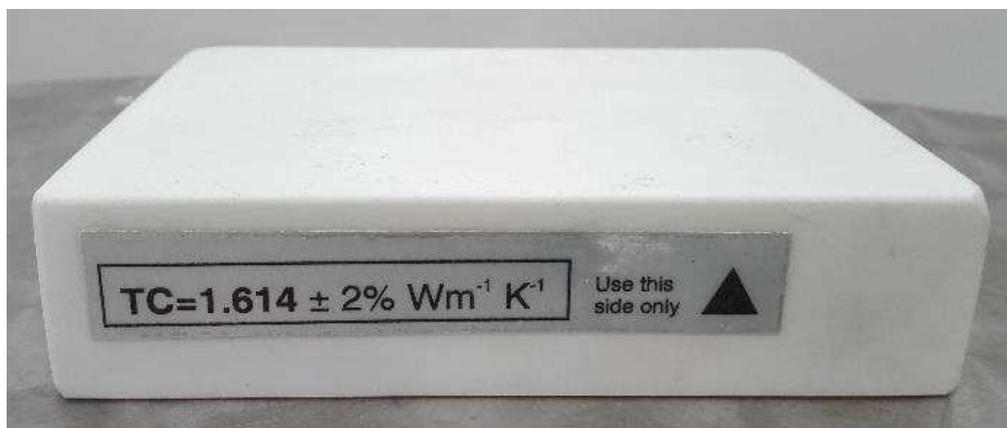
**Abb. 29:** Kontaktpresse mit Druckbegrenzung

Um den genug Anpressdruck (Vertikaldruck auf die Probe) aufbringen zu können, ohne dass die Probe dabei zerstört wird, muss die Probe in einen Behälter eingebaut werden (siehe Abb. 30). Der Behälter übt dann einen Horizontaldruck auf die Probe aus und die Probe bleibt ungestört.



**Abb. 30:** Probenbehälter

Zur Funktionsprüfung von Sonden und Messgerät wird ein Referenz-Material mit bestimmter Wärmeleitfähigkeit verwendet (siehe Abb. 31).



**Abb. 31:** Referenz-Material ST 1.6

Die Temperatur in der Umgebung der Probe sollte so konstant wie möglich sein. Offene Fenster, Luftzug, Sonneneinstrahlung, Heizkörper u.ä., die die hochauflösenden Temperaturmessungen stören könnten, sind zu vermeiden. Deswegen werden die Messungen im Thermolabor mit konstanter Temperatur durchgeführt. Damit die Temperatur so konstant wie möglich ist, wird die Messung an der Probe auch noch in einem Thermoschrank vorgenommen.

Die Verwendung eines Kontaktmittels für den Kontakt zwischen Sonde und Probe und damit für die Qualität der Ergebnisse ist unerlässlich.

Für die Aufzeichnung und Verarbeitung der Ergebnisse wird das TK04 Software-Paket verwendet.

### 4.2.3 Messprinzip

Zur Messung der Wärmeleitfähigkeit wird die Messeinrichtung mit der Halbraumsonde der Firma TeKa Berlin verwendet. Die Wärmesonde (Halbraumsonde), in Form einer Linienquelle mit konstanter Heizleistung, wird mit der Probe in Berührung gebracht und dabei wird die Änderung der Temperatur bzw. die Erwärmung an der Quelle gemessen. Rückschlüsse auf die Wärmeleitfähigkeit lassen sich dabei aus der Schnelligkeit dieser Erwärmung ziehen. Leitet eine Probe die zugeführte Wärme gut ab, so erhitzt sich die Quelle langsamer.

### 4.2.4 Probenvorbereitung

Die Proben, die in dieser Arbeit untersucht werden, sind in Form von Kernbohrungen mit einem Durchmesser von ca. 16 cm geliefert worden. Daraus wird eine zylindrische Probe mit der Höhe von 6 cm gewonnen. Aus dieser Probe wird dann ein Quader mit der Abmessung 10 x 10 x 6 cm herausgearbeitet. Die fertige Probe wird dann in einen Probenbehälter gedrückt und die Oberfläche abgeschliffen (siehe Abb. 32). Danach wird sie in eine dünne Kunststoffolie eingepackt und für 24 Stunden im Thermoschrank bei ca. 17 °C gelagert.



**Abb. 32:** Probe im Probenbehälter

Für die Messungen an den gefrorenen Proben wurden die Proben zusammen mit dem Probenbehälter für 24 Stunden im Tiefkühlschrank bei ca.  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  gelagert

### 4.2.5 Notwendige Arbeitsschritte für die Messung

Vor Beginn der Messung sind die Bodenproben im Versuchsraum zumindest einen Tag akklimatisiert worden. Danach wird die Oberflächenbeschaffenheit der Probe nochmals untersucht. Erweist sich diese als nicht ausreichend glatt, wird sie nachbehandelt bzw. abgeschliffen.

Auf die glatte Messoberfläche der Probe und auf die Sonde wird dann ein Kontaktmittel aufgetragen um etwaige oberflächliche Poren zu verschließen und vollen Kontakt zwischen Probe und Sonde herzustellen.

Danach werden die Probe und die Sonde unter der Kontaktpresse mit einem Druck im Bereich zwischen 5 und 10 bar eingebaut und in den Thermoschrank gegeben (siehe Abb. 33).



**Abb. 33:** Probe vor dem Start der Messung

Der Thermoschrank wird nach diesen Arbeitsschritten geschlossen und die Durchführung der Messung kann beginnen.

## 4.2.6 Durchführung der Messung

Das Computerprogramm der Firma TeKa Berlin (siehe Abb. 34) wird gestartet und die Parameter bezüglich der Messwiederholungen und der Heizleistung werden eingestellt. Danach läuft die Messung automatisch weiter und die Ergebnisse werden am Rechner in bestimmten Intervallen gespeichert.

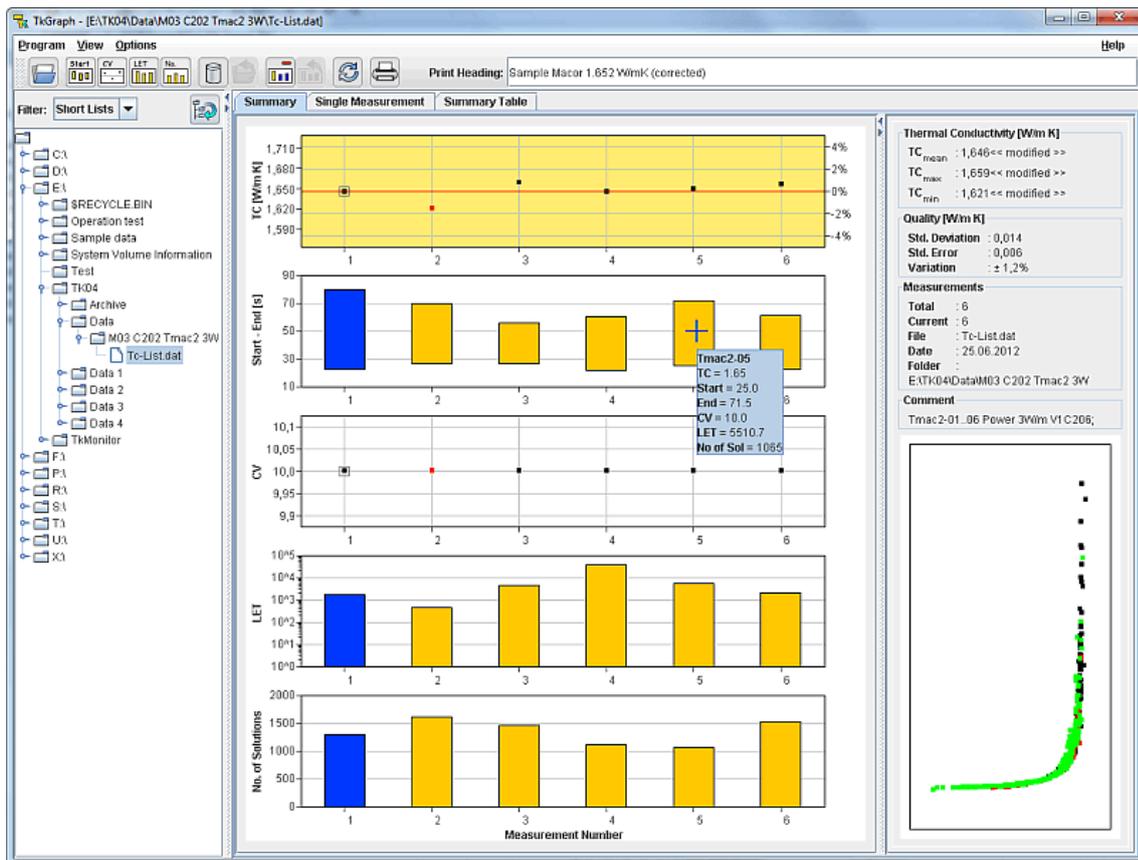


Abb. 34: Computer-Software TeKa Berlin (TeKa, 2016)

## 4.2.7 Auswertung der Messungen

Nach Beendigung der Messungen erhält man durch die Software das gewünschte Ergebnis, den Wärmeleitfähigkeitsbeiwert. Aber um eine Aussage über die Qualität der Messung bzw. die Richtigkeit des Beiwertes treffen zu können, ist es notwendig, die Ergebnisse durch ein graphisches Auswerteprogramm zu evaluieren. Die dabei aufgezeichneten Diagramme geben Aufschluss über die einzelnen Qualitätsparameter und werden in folgenden Unterpunkten erklärt:

### 4.2.7.1 TC-Diagramm

Das TC (Thermal Conductivity) Diagramm (siehe Abb. 35) stellt die aus den Einzelmessungen einer Probe gewonnenen Wärmeleitfähigkeitsbeiwerte gegenüber und kennzeichnet deren Mittelwert mit Hilfe einer roten Linie. Auf der linken Y-Achse sind die Wärmeleitfähigkeitsbeiwerte aufgetragen und auf der rechten die prozentuelle Abweichung vom Mittelwert. Liegt diese Abweichung im Bereich von  $\pm 5\%$ , so liegen die Einzelmessungen im tolerierbaren Bereich. Ansonsten kann diese Abweichung einen Hinweis auf einen Fehler in der Messung geben.

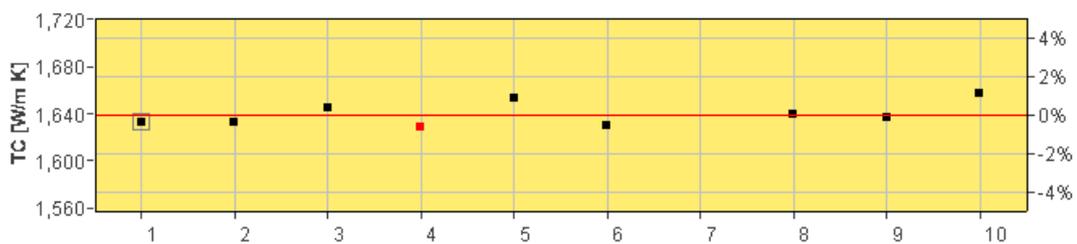


Abb. 35: TC-Diagramm (TeKa, 2016)

### 4.2.7.2 Intervall Diagramm

Im Intervall Diagramm (siehe Abb. 36) wird angezeigt, welches Intervall der Messung dem theoretischen Temperaturverlauf am ähnlichsten ist. Für ein aussagekräftiges Ergebnis sollten die Intervalle so früh wie möglich dem theoretischen Verlauf nahe kommen und bis zum Schluss diesem entsprechen. Ist dies nicht der Fall, könnte ein Messfehler vorliegen.

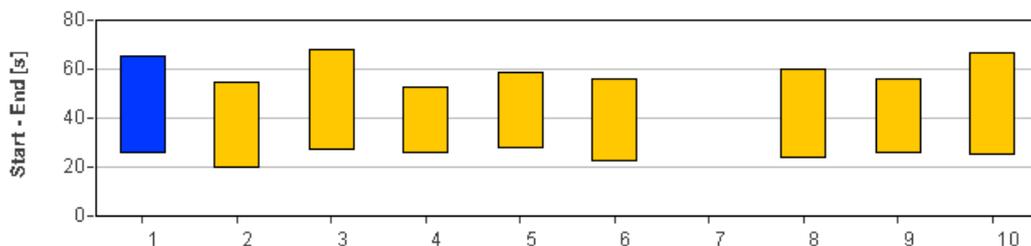


Abb. 36: Intervall Diagramm (TeKa, 2016)

### 4.2.7.3 CV-Diagramm

Das CV (Contact Values) Diagramm (siehe Abb. 37) zeigt an der linken Y-Achse die absoluten Kontaktwerte und auf der rechten die prozentuelle Abweichung vom Mittelwert. Die Kontaktwerte sollten über eine Messreihe relativ konstant

sein. Dieser Wert kann, obwohl die Einzelmessungen auf keine Fehler hindeuten, sich bezüglich der gesamten Messreihe unterscheiden und liefert so den Hinweis auf einen möglichen Fehler.

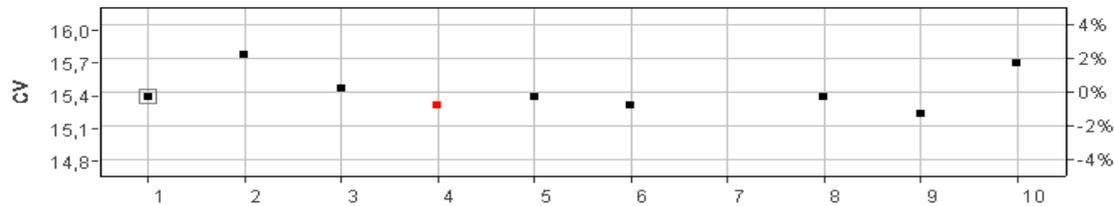


Abb. 37: CV-Diagramm (TeKa, 2016)

#### 4.2.7.4 LET-Diagramm

Als LET-Wert (siehe Abb. 38) bezeichnet man das Maß für die „Ungestörtheit“ der Messung. Liegt ein hoher  $LET = \ln(t_{\max})$  (Logarithmus der Zeit  $t_{\max}$ ) vor, bedeutet dies, dass die gemessene Heizkurve der theoretischen Heizkurve entspricht, d.h. die Messungen sind ungestört verlaufen und sind qualitativ verwertbar. Auch dieser Wert sollte sich in einer Messreihe mit gleicher Probe nicht signifikant ändern.

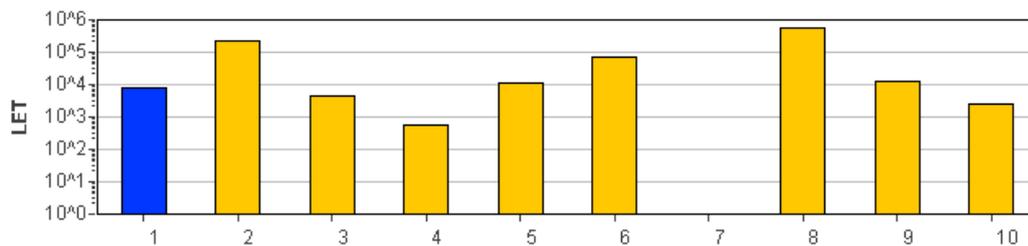


Abb. 38: LET-Diagramm (TeKa, 2016)

#### 4.2.7.5 „No. of Solutions“ Diagramm

Im „Number of Solutions“ Diagramm (siehe Abb. 39) werden die gefundenen möglichen Lösungen angezeigt. Je mehr Lösungen vorhanden sind, desto höher ist die Qualität der Messung. Während einer Messreihe mit gleicher Probe kann die Anzahl der gefundenen Lösungen sinken. Dies hat aber keinen Einfluss auf die Qualität der Messung.

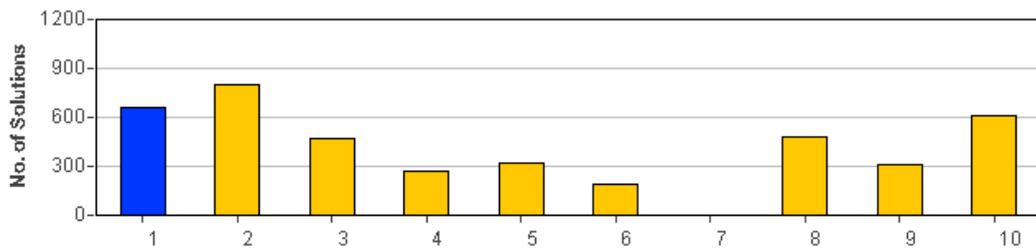


Abb. 39: „No. of Solutions“ Diagramm (TeKa, 2016)

#### 4.2.7.6 „Single Measurement“ Diagramm

Das „Single Measurement“ Diagramm stellt die einzelnen gemessenen TC Werte einer Einzelmessung den dazugehörigen LET gegenüber und sollte im Regelfall einer Asymptote gleichen. Wenn die Ergebnisse nicht ganz genau einer Asymptote gleichen (siehe Abb. 40) ist die Messung trotzdem nutzbar, wenn die Streuung nicht zu groß ist. Entspricht die Kurve einer anderen Gestalt (siehe Abb. 41) lässt das auf einer Fehler in der Einzelmessung schließen.

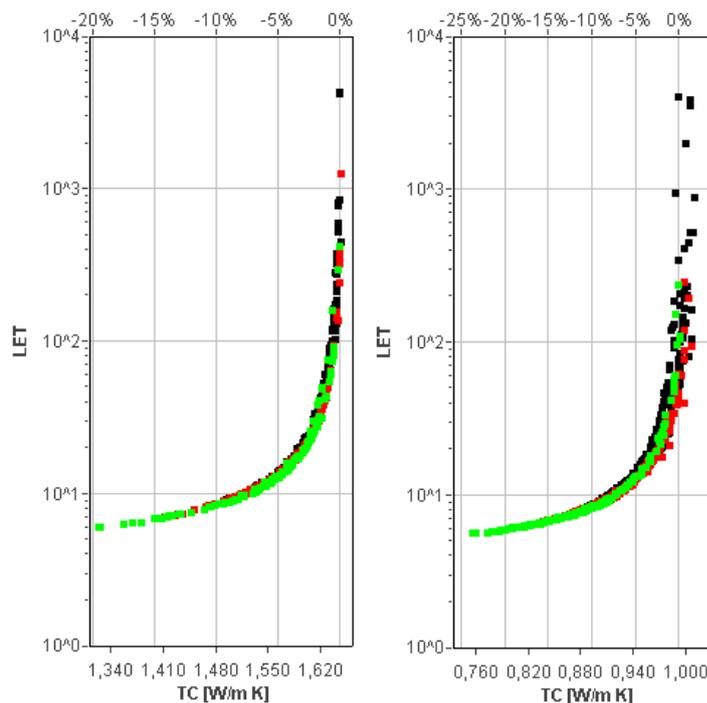
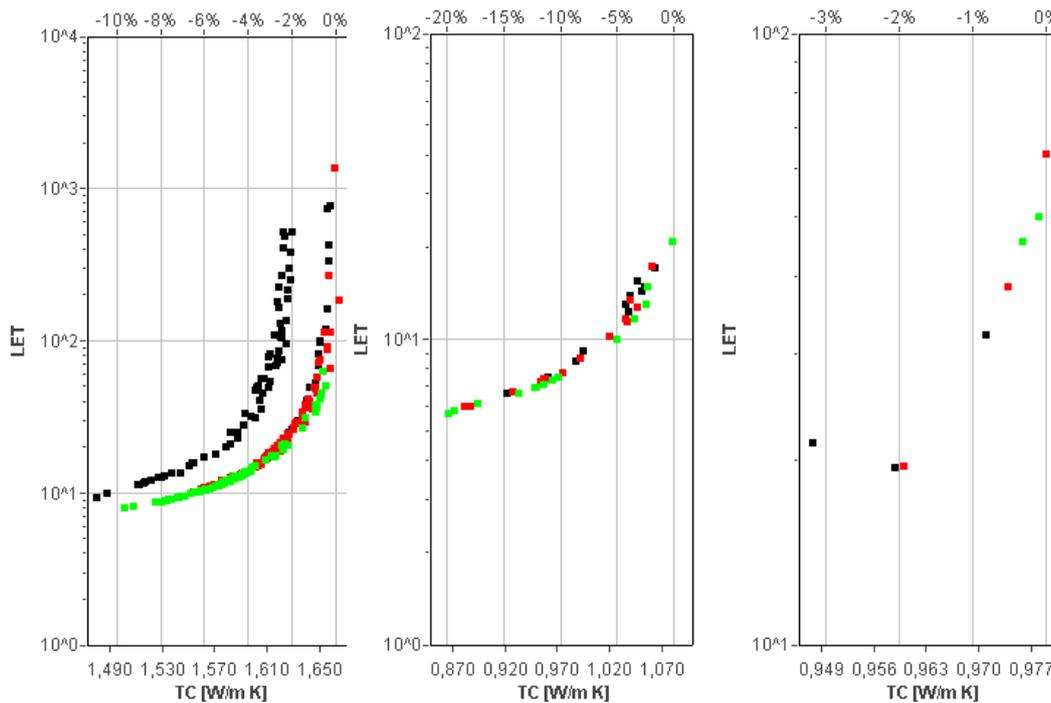


Abb. 40: „Single Measurements“ Diagramm – nutzbare Messung (TeKa, 2016)



**Abb. 41:** „Single Measurements“ Diagramm – unnutzbare Messung (TeKa, 2016)

## 4.2.8 Ergebnisse der Wärmeleitfähigkeitsmessungen

### 4.2.8.1 Allgemeines

Die Auswertung der Wärmeleitfähigkeitsmessungen setzt sich aus der Datenaufbereitung mit dem TK04 Software-Paket der Firma TeKa Berlin und der Qualitätskontrolle der aufgezeichneten Daten zusammen.

Für jede Probe werden auch die bodenmechanischen Parameter, wie z.B. Wassergehalt  $w$ , Trockendichte  $\rho_d$ , bestimmt, die einen Einfluss auf Wärmeleitfähigkeit ausüben.

### 4.2.8.2 Ungefroren

In der Tabelle 1 sind Ergebnisse der Wärmeleitfähigkeitsmessungen an ungefrorenen Bodenproben und alle bodenmechanische Parameter, die einen Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit ausüben, aufgelistet.

**Tab. 1:** Ergebnisse der Wärmeleitfähigkeitsmessungen – ungefrorene Proben

Versuch Nr.			1	2	3	4	5	6
Bodenart			sa' cl Si	sa' cl Si	sa' cl Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si
Tiefe		m	10,34-10,40	10,89-10,95	15,64-15,69	19,39-19,45	22,77-22,83	22,24-22,30
Korndichte	$\rho_s$	g/cm <sup>3</sup>	2,73	2,73	2,73	2,70	2,70	2,70
Dichte des feuchten Bodens	$\rho$	g/cm <sup>3</sup>	1,94	2,00	1,95	1,96	1,99	2,02
Dichte des trockenen Bodens	$\rho_d$	g/cm <sup>3</sup>	1,55	1,59	1,55	1,54	1,58	1,62
Porenanteil	n	%	44	42	43	43	42	40
Porenzahl	e	1	0,77	0,71	0,76	0,75	0,71	0,67
Wassergehalt	w	%	25,5	25,4	25,7	27,4	26,3	24,5
Sättigungsgrad	$S_r$	%	91	97	92	98	99	99
Wärmeleitfähigkeit	$\lambda$	W/m·K	1,626	1,665	1,780	1,386	1,483	1,379

Aus Tabelle 1 kann man erkennen, dass die Proben der Bodenart sa'' cl' Si bei gleichen Sättigungsgrad (Versuchsnummer 5 und 6) eine höhere Wärmeleitfähigkeit haben, je höher der Wassergehalt ist.

Bei der Proben der Bodenart sa' cl Si (Tab. 1) ist kein Zusammenhang zwischen der Wärmeleitfähigkeit und den anderen Bodenparametern zu erkennen.

### 4.2.8.3 Gefroren

Im Kapitel 3.2 ist schon erwähnt, dass die gefrorenen Böden höhere Wärmeleitfähigkeit als ungefrorene haben können. In der Tabelle 2 kann man sehen, dass die Wärmeleitfähigkeit deutlich höher im Vergleich zu den Ergebnissen in der Tabelle 1 aus dem vorherigen Kapitel ist.

**Tab. 2:** Ergebnisse der Wärmeleitfähigkeitsmessungen – gefrorene Proben

Versuch Nr.			1	2	3	4	5	6
Bodenart			sa' cl Si	sa' cl Si	sa' cl Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si
Tiefe		m	10,50-10,56	10,00-10,06	15,69-15,75	19,33-19,39	22,83-22,89	22,16-22,22
Korndichte	$\rho_s$	g/cm <sup>3</sup>	2,73	2,73	2,73	2,70	2,70	2,70
Dichte des feuchten Bodens	$\rho$	g/cm <sup>3</sup>	2,01	1,96	1,97	1,96	1,97	2,02
Dichte des trockenen Bodens	$\rho_d$	g/cm <sup>3</sup>	1,6	1,53	1,56	1,53	1,55	1,62
Porenanteil	n	%	41	44	43	43	43	40
Porenzahl	e	1	0,70	0,79	0,75	0,77	0,75	0,67
Wassergehalt	w	%	25,8	28,1	25,9	28,1	27,2	24,4
Sättigungsgrad	$S_r$	%	99	98	95	99	99	99
Wärmeleitfähigkeit	$\lambda$	W/m·K	2,280	2,101	2,370	1,765	1,668	1,632

Aus Tabelle 2 ist zu erkennen, dass alle Proben der Bodenart sa'' cl' Si (Versuchsnummer 4 bis 6) den gleichen Sättigungsgrad haben. Daher wird die Wärmeleitfähigkeit mit der Erhöhung des Wassergehaltes auch höher.

Bei der Proben der Bodenart sa' cl Si (Tab. 2) ist kein Zusammenhang zwischen der Wärmeleitfähigkeit und den anderen Bodenparametern zu erkennen, jedoch wieder eine deutlich höhere Wärmeleitfähigkeit des gefrorenen Bodens (Tabelle 2) zum ungefrorenen Boden (Tabelle 1)

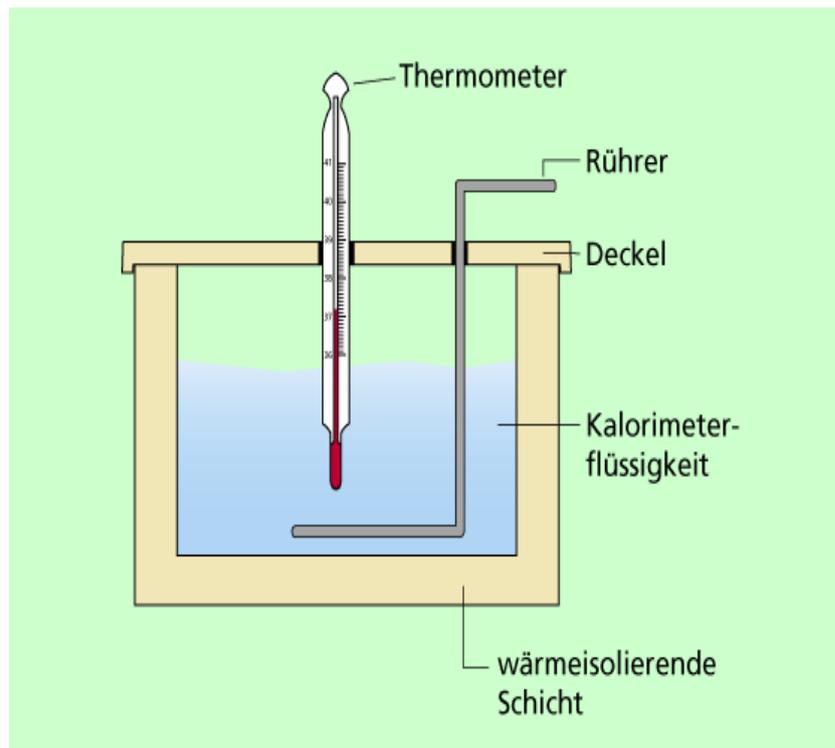
## 4.3 Spezifische Wärmekapazität

### 4.3.1 Allgemeines

Zur Bestimmung der spezifischen Wärmekapazität wurde ein entsprechender Versuch und eine Messeinrichtung im Geotechnischen Labor des Instituts für Bodenmechanik und Grundbau an der Technischen Universität Graz entwickelt.

### 4.3.2 Messeinrichtung

Die spezifische Wärmekapazität bestimmt man mit einem Kalorimeter. In Abb. 42 ist der Aufbau eines Kalorimeters schematisch dargestellt.



**Abb. 42:** Schematische Darstellung des Kalorimeters (Bibliographisches Institut GmbH/Lernhelfer, 2016)

Das Kalorimeter im Geotechnischen Labor wurde dieser Skizze entsprechend gebaut. Abb. 43 zeigt das fertige Kalorimeter.



**Abb. 43:** Kalorimeter des Geotechnischen Labor des Instituts für Bodenmechanik und Grundbau an der TU Graz

Das Kalorimeter wurde mit einem Eichkörper mit einer bestimmten spezifischen Wärmekapazität getestet und kalibriert. Als Eichkörper wurden Aluminiumwürfel (siehe Abb. 44) mit der spezifischen Wärmekapazität von  $900 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$  verwendet. In diesen Vorversuchen mit diesen Alu-Würfeln wurde festgestellt, dass die Ergebnisse die man mit dem Kalorimeter erhält, einen Fehler bis max.  $\pm 2,5\%$  aufweisen.



**Abb. 44:** Eichkörper

Das Kalorimeter wurde mit folgender Gleichung (25) kalibriert, d.h. die spezifische Wärmekapazität des Kalorimeters selbst wird damit bestimmt:

$$C = \frac{m_w \cdot c \cdot (t_w - t_m) - m_k \cdot c \cdot (t_m - t_k)}{t_m - t_k} \quad (25)$$

$C$	[J/K]	Wärmekapazität des Kalorimeters
$m_k$	[kg]	Masse des kalten Wassers
$m_w$	[kg]	Masse des warmen Wassers
$t_k$	[°C]	Temperatur des kalten Wassers
$t_w$	[°C]	Temperatur des warmen Wassers
$t_m$	[°C]	Mischungstemperatur
$c$	[J/(kg·K)]	spezifische Wärmekapazität des Wassers

### 4.3.3 Messprinzip

Für die Messung der spezifischen Wärmekapazität erfolgt im Kalorimeter eine Mischung von Stoffen und damit ein Temperatúrausgleich. Um den Wärmeaustausch mit der Umgebung möglichst gering zu halten, sollte das Kalorimetergefäß gut wärmeisoliert sein und auch einen Deckel besitzen. Der Rührer ist erforderlich, um eine schnelle Durchmischung und damit auch einen schnellen Temperatúrausgleich zu erzielen. Aus den gemessenen Temperaturdifferenzen und aus der Energiebilanz lässt sich die spezifische

Wärmekapazität des Stoffes, in diesem Fall des Eichkörpers oder des Bodens, ermitteln.

### 4.3.4 Probenvorbereitung

Die Proben, die zur Bestimmung der Wärmekapazität benutzt werden, werden aus denselben Kernbohrungen, wie für die Wärmeleitfähigkeitsbestimmung, gefertigt. Aus der Kernbohrung wird zuerst eine zylindrische Probe mit der Höhe von 2 cm gewonnen (siehe Abb. 45).



**Abb. 45:** Probenvorbereitung

Aus dieser Rohprobe werden dann drei kleinere mit dem Durchmesser von  $d = 5,5$  cm gewonnen (siehe Abb. 46).



**Abb. 46:** Probenvorbereitung

Diese Proben werden gewogen und in Kunststoffolie evakuiert (siehe Abb. 47). Die Beutel haben eine geringe Masse, deswegen kann ihr Einfluss auf die Wärmekapazität des Bodens vernachlässigt werden. Da sich der Boden in Wasser lösen kann, schützt der Beutel die Bodenprobe vor der Kalorimeterflüssigkeit.



**Abb. 47:** Probenvorbereitung

Die Proben werden dann 24 Stunden im Ofen bei 75 °C bzw. im Kühlschrank bei ca. -20 °C gelagert. Diese Temperaturen sind so gewählt, dass man einen Unterschied zwischen der Kalorimeterflüssigkeitstemperatur und der Proben-temperatur von mindestens 40 °C hat, da das Wasser im Kalorimeter Raumtemperatur

(ca. 20 °C) besitzt. Je größer der Unterschied zwischen Wassertemperatur und Proben-temperatur ist, desto präziser ist die Messung, weil die Mischungs-temperatur dann höher ist. Der Temperaturunterschied spielt bei der Berechnung der spezifischen Wärmekapazität eine wichtige Rolle, wie in Kapitel 4.3.7 in Gleichung (26) zu erkennen ist.

### 4.3.5 Notwendige Arbeitsschritte für die Messung

Das Kalorimeter und ein Behälter mit Wasser sollten 24 Stunden im gleichen Raum sein, so dass sie die gleiche Temperatur haben. Dann wird das Kalorimeter mit diesem Wasser gefüllt und für mindestens 15 min geschlossen, da das Kalorimeter auch eine spezifische Wärmekapazität besitzt und ein bisschen Temperatur an das Wasser abgibt oder vom Wasser annimmt.

### 4.3.6 Durchführung der Messung

Das Kalorimeter wird mit ca. 700 ml Wasser gefüllt, weil das Kalorimeter für diese Menge Wasser kalibriert wurde.

Die Wassertemperatur wird gemessen. Danach wird die Probentemperatur gemessen und die Probe ins Wasser des Kalorimeters eingetaucht (siehe Abb. 48). Das Wasser wird solange gerührt, bis die Wassertemperatur konstant bleibt (ca. 10 min). Bei den ungefrorenen Proben misst man die höchste konstante Wassertemperatur und bei den gefrorenen Proben misst man die niedrigste konstante Wassertemperatur im Kalorimeter.

Zur Genauigkeitserhöhung wird die Messung dreimal an der gleichen Probe durchgeführt, und der Mittelwert wird bestimmt.



Abb. 48: Kalorimetrische Messung

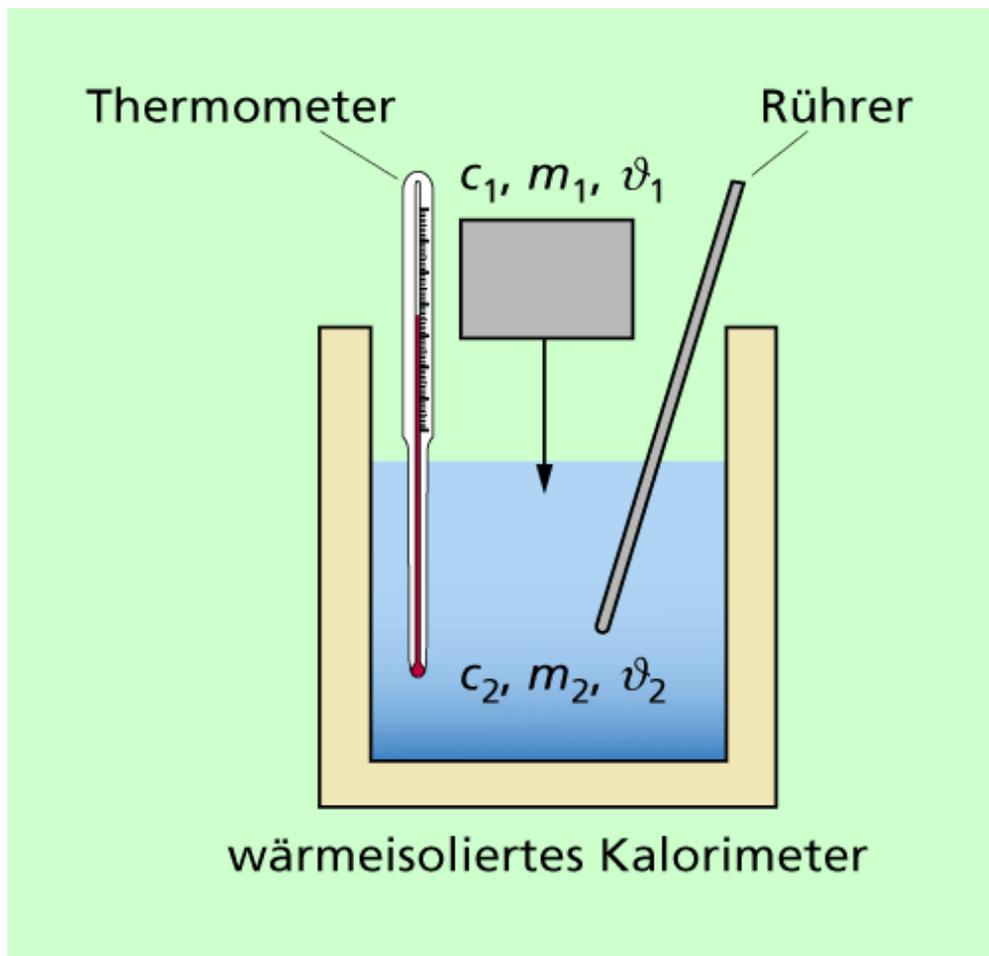
### 4.3.7 Auswertung der Messungen

Zur Auswertung der Messungen wurde eine Excel-Tabelle entwickelt. Die Auswertung der spezifischen Wärmekapazität erfolgt über folgende Gleichung (26):

$$c_1 = \frac{(m_2 \cdot c_2 + C) \cdot (t_m - t_2)}{m_1 \cdot (t_1 - t_m)} \quad (26)$$

$m_1$	[kg]	Masse des Bodens
$m_2$	[kg]	Masse des Wassers im Kalorimeter
$t_1$	[°C]	Temperatur des Bodens
$t_2$	[°C]	Temperatur des Wassers vor der Messung
$t_m$	[°C]	Mischungstemperatur
$c_1$	[J/(kg·K)]	spezifische Wärmekapazität des Bodens
$c_2$	[J/(kg·K)]	spezifische Wärmekapazität des Wassers
$C$	[J/K]	Wärmekapazität des Kalorimeters

Abb. 49 zeigt alle notwendigen Parameter zur Wärmekapazitätsberechnung.



**Abb. 49:** Parameter der kalorimetrischen Messung (Bibliographisches Institut GmbH/Lernhelfer, 2016)

## 4.3.8 Ergebnisse der Messungen der spezifischen Wärmekapazität

### 4.3.8.1 Allgemeines

Die Auswertung der Messungen der spezifischen Wärmekapazität erfolgt über eine in MS Excel entwickelten Tabelle.

Für jede Probe werden auch die bodenmechanischen Parameter bestimmt, die einen Einfluss auf die spezifische Wärmekapazität ausüben.

### 4.3.8.2 Ungefroren

In der Tabelle 3 sind die Ergebnisse der Wärmekapazitätsmessungen an ungefroren Bodenproben und alle bodenmechanische Parameter, die einen Einfluss auf die Wärmekapazität ausüben können, aufgelistet.

**Tab. 3:** Wärmekapazitätsergebnisse – ungefrorene Proben

Versuch Nr.			1	2	3	4	5	6
Bodenart			sa' cl Si	sa' cl Si	sa' cl Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si
Tiefe		m	10,06-10,08	10,56-10,58	15,75-15,77	19,30-19,32	22,08-22,10	22,73-22,75
Korndichte	$\rho_s$	g/cm <sup>3</sup>	2,73	2,73	2,73	2,70	2,70	2,70
Dichte des feuchten Bodens	$\rho$	g/cm <sup>3</sup>	1,94	2,03	1,99	2,01	1,98	2,00
Dichte des trockenen Bodens	$\rho_d$	g/cm <sup>3</sup>	1,52	1,64	1,60	1,58	1,58	1,58
Porenanteil	n	%	44	40	42	42	42	42
Porenzahl	e	1	0,80	0,67	0,71	0,71	0,71	0,71
Wassergehalt	w	%	27,6	23,8	25,0	27,6	25,6	26,6
Sättigungsgrad	$S_r$	%	94	97	96	99	97	99
Spezifische Wärmekapazität	c	J/(kg·K)	1510	1516	1533	1756	1685	1733

Bei der Proben mit der Bodenart sa'' cl' Si (Versuchsnummer 4 bis 6) ist zu sehen, dass alle Proben den gleichen Porenanteil haben. Die Probe unter Versuchsnummer 4 hat den höchsten Wassergehalt und damit die höchste spezifische Wärmekapazität. Die Probe mit dem mittleren Wassergehalt hat auch die mittlere spezifische Wärmekapazität (Versuchsnummer 6) und die Probe mit niedrigsten Wassergehalt die niedrigste spezifische Wärmekapazität.

Das ist bei den Proben der Bodenart sa' cl Si nicht der Fall. Hier sind die Werte der spezifischen Wärmekapazität ziemlich konstant und es gibt keinen Zusammenhang mit den anderen Bodenparametern.

### 4.3.8.3 Gefroren

Wie schon im Kapitel 3.3 erwähnt ist, gefriert in bindigen Böden mit deren relativ großer spezifischer Oberfläche das Wasser nicht vollständig bei Erreichen des Gefrierpunktes, deswegen kann in bindigen Böden auch unterhalb des Gefrierpunktes ungefrorenes Wasser vorhanden sein. Zwischen den Wassermolekülen und den Bodenteilchen wirken dann sehr starke Bindungskräfte, was auch eine Erhöhung der Wärmekapazität im gefrorenen Zustand bedeuten kann, weil man eine große Energie braucht, diese Bindungskräfte zu neutralisieren.

Bei hochplastischen Böden kann bis  $-70\text{ °C}$  ungefrorenes Wasser vorhanden sein, für baupraktische Aufgaben ist eine Berücksichtigung bis ca.  $-10\text{ °C}$  ausreichend, aber es ist vorteilhaft die Untersuchungen mit niedrigeren Temperaturen zu machen, vor allem weil das auch die Messungen mit dem Kalorimeter präziser macht.

In Tabelle 4 sind die Ergebnisse der Wärmekapazitätsmessungen an gefrorenen Bodenproben und alle bodenmechanische Parameter, die einen Einfluss auf die Wärmekapazität ausüben, aufgelistet.

**Tab. 4** Wärmekapazitätsergebnisse – gefrorene Proben

Versuch Nr.			1	2	3	4	5	6
Bodenart			sa' cl Si	sa' cl Si	sa' cl Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si	sa'' cl' Si
Tiefe		m	10,08-10,10	10,58-10,60	15,77-15,79	19,32-19,34	22,10-22,12	22,75-22,77
Korndichte	$\rho_s$	$\text{g/cm}^3$	2,73	2,73	2,73	2,70	2,70	2,70
Dichte des feuchten Bodens	$\rho$	$\text{g/cm}^3$	1,99	1,98	1,98	1,96	2,04	2,01
Dichte des trockenen Bodens	$\rho_d$	$\text{g/cm}^3$	1,57	1,60	1,58	1,53	1,62	1,59
Porenanteil	n	%	43	41	42	43	40	41
Porenzahl	e	1	0,74	0,71	0,72	0,76	0,66	0,70
Wassergehalt	w	%	27,2	23,9	25,2	27,4	25,5	26,7
Sättigungsgrad	$S_r$	%	99	92	95	98	99	99
Spezifische Wärmekapazität	c	$\text{J}/(\text{kg}\cdot\text{K})$	2735	2544	2694	2531	2356	2485

Bei der spezifischen Wärmekapazität der gefrorenen Bodenproben gleicher Bodenart ist zu sehen, dass die Proben mit höherem Porenanteil und höherem Wassergehalt auch höhere Wärmekapazitäten haben.

Bei den Proben der Bodenart sa' cl Si kann man sehen, dass die Probe unter Versuchsnummer 1 den höchsten Porenanteil, den höchsten Wassergehalt und auch die höchste spezifische Wärmekapazität hat. Die Probe mit der Versuchsnummer 3 hat den mittleren Porenanteil und Wassergehalt und auch die mittlere spezifische Wärmekapazität. Die Probe mit Versuchsnummer 2 hat die niedrigste spezifische Wärmekapazität und auch niedrigsten Porenanteil und Wassergehalt.

Das ist bei den Proben der Bodenart sa" cl' Si auch der Fall. Die Probe mit der höchsten spezifischen Wärmekapazität (Versuchsnummer 4) hat auch den höchsten Porenanteil und den höchsten Wassergehalt. Es ist auch zu sehen, dass die Probe mit der Versuchsnummer 5 die niedrigste spezifische Wärmekapazität und auch den niedrigsten Porenanteil und Wassergehalt hat.

# 5 Durchlässigkeit

## 5.1 Allgemeines

Die Wasserdurchlässigkeit dient im Grund- und Erdbau u.a. als Grundlage für die Berechnung von Grundwasserströmungen und zur Beurteilung der Durchlässigkeit von künstlich hergestellten Dichtungs- und Filterschichten. Sie ist z.B. erforderlich bei (Möller, 2013):

- dem Entwurf von Wasserhaltungen für Bauwerke, die in das Grundwasser reichen
- der Beurteilung von Filtermaterial für Dränagen
- der Kontrolle des erreichten Verdichtungsgrades von Deponieabdichtungen
- der Abdichtung der Sohlen und Böschungen von Kanälen

Die zahlenmäßige Einstufung der Wasserdurchlässigkeit von laminar durchströmten Böden (Lockergestein) erfolgt anhand des Durchlässigkeitsbeiwerts, der eine wesentliche mechanische Bodeneigenschaft darstellt. Im Labor gewonnene Zahlenwerte für den Durchlässigkeitsbeiwert sind auf die Bodengegebenheiten in der Natur nur dann übertragbar, wenn die untersuchten Bodenproben u.a. (Möller, 2013):

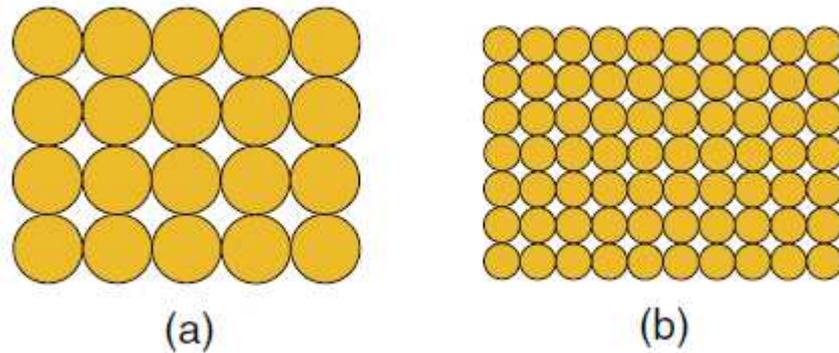
- für die insitu vorhandenen Bodenschichten repräsentativ sind;
- durch die Probenentnahme in ihrem Gefüge nicht verändert (z.B. aufgelockert) wurden.

Da diese Forderungen nie vollständig eingehalten werden, können sie als Kriterien zur Beurteilung der Aussagekraft der Versuche herangezogen werden (Möller, 2013).

Die Durchlässigkeit hängt von verschiedenen Faktoren ab, darunter auch von der Zähigkeit der Flüssigkeit und somit auch von der Temperatur der Flüssigkeit. Die Zähigkeit von Flüssigkeiten beeinflusst deren Fließgeschwindigkeit. Bei sonst gleichen Verhältnissen nimmt die Fließgeschwindigkeit mit zunehmender Zähigkeit ab bzw. mit abnehmender Zähigkeit zu. Dies gilt auch für Wasser, dessen Zähigkeit in nennenswertem Maße mit steigender Temperatur ab- bzw. fallender Temperatur zunimmt. Da damit entsprechende Erhöhungen bzw. Verminderungen der Fließgeschwindigkeit des Wassers und der zugehörigen Filtergeschwindigkeiten des Bodens verbunden sind, ist bei Versuchen zur

Ermittlung der Wasserdurchlässigkeit für eine annähernd konstante Temperatur zu sorgen (Möller, 2013).

Die Porenzahl  $e$  beeinflusst auch die Durchlässigkeit, wobei man beachten sollte, dass zwei Böden mit gleicher Porosität unterschiedliche Durchlässigkeit haben können. Der in Abb. 50 schematisch dargestellte Boden a hat die gleiche Porosität wie der Boden b, ist jedoch viel durchlässiger (Kolymbas, 2011).



**Abb. 50:** Schematische Darstellung der Porosität der Böden (Kolymbas, 2011)

## 5.2 Messeinrichtung

Für die Messung der Durchlässigkeit wird u.a. die triaxiale Durchlässigkeitszelle verwendet (siehe Abb. 51). Diese Versuchseinrichtung eignet sich für die Untersuchungen aller Bodenarten mit einem Durchlässigkeitsbeiwert  $k < 10^{-5}$  m/s.



**Abb. 51:** Triaxialzelle

### 5.3 Messprinzip

Bei Wasserdurchlässigkeitsversuchen werden für unterschiedliche hydraulische Gradienten  $i$  die den Boden durchströmende Wassermenge  $\Delta V_w$  pro Zeitintervall  $\Delta t$  gemessen. Daraus werden die entsprechenden Filtergeschwindigkeiten  $v$  berechnet. Mit der Beziehung nach Darcy zwischen der Filtergeschwindigkeit  $v$  und dem hydraulischen Gradient  $i$  wird der Wasserdurchlässigkeitsbeiwert  $k$  bestimmt (Boley, 2012).

Bei der Versuchsdurchführung in der triaxiale Durchlässigkeitszelle wird das hydraulische Gefälle konstant gehalten. Bei diesem Versuch wird zunächst um die in die Druckzelle eingebaute Probe ein Zellwasserdruck  $\sigma_3$  aufgebaut, der während des ganzen Versuchs konstant zu halten ist. Danach wird von einem Druckerzeuger entlüftetes Wasser mit konstantem Druck an den Probekörper abgegeben, der von unten nach oben durchströmt wird. Die Menge des dem Probekörper zugeführten Wassers kann mit einer Bürette und die Menge des aus dem Probekörper abfließenden Wassers mit einem Messzylinder gemessen werden. Die eigentliche Messung beginnt erst dann, wenn davon ausgegangen werden darf, dass alle Lufteinschlüsse aus der Bodenprobe ausgespült bzw. ausgepresst worden sind, d.h. die pro Zeiteinheit zu- und abfließende Wassermenge gleich ist (Möller, 2013).

### 5.4 Probenvorbereitung

Für die Durchlässigkeitsmessungen wird ein Sand UK4 mit einem Wassergehalt von ca. 12 % verwendet.

Alle ungefrorenen Proben (siehe Abb. 52) werden mit der gleichen Menge Sand in drei Lagen eingestampft. Dafür wird die Proctor-Versuchseinrichtung verwendet, d.h. die Proben werden in den Proctor-Zylinder mit einem Durchmesser von 10 cm und einer Höhe von 12 cm proctormäßig (25 Schläge pro Lage, Fallhöhe 30 cm) verdichtet. Die Proben werden dann aus dem Zylinder ausgepresst, gewogen und in die triaxiale Durchlässigkeitszelle eingebaut.



**Abb. 52:** Ungefrorene Sandprobe

Für die zu frierenden Proben (siehe Abb. 53) wird der Sand mit dem gleichem Wassergehalt wie bei den ungefrorenen Proben verwendet. Es wird die gleiche Menge des Sandes wie bei ungefrorenen Proben in einen Zylinder ( $h = 12 \text{ cm}$ ,  $d = 10 \text{ cm}$ ) unter Verwendung der hydraulischen Presse in drei Lagen verdichtet. Die Proben werden zusammen mit dem Zylinder in eine Kunststoffolie eingewickelt und 24 Stunden im Tiefkühlschrank bei ca.  $-19 \text{ °C}$  gelagert. Nach 24 Stunden werden die Proben aus den Zylindern ausgepresst, abgewogen und in die triaxiale Durchlässigkeitszelle eingebaut.

Alle Proben (ungefroren und gefroren) werden mit der gleichen Feuchtdichte von  $\rho = 1,73 \text{ g/cm}^3$  in die Triaxialzelle eingebaut.



**Abb. 53:** Gefrorene Sandprobe

## 5.5 Einbau der Probe in die Durchlässigkeitszelle

Für die Durchlässigkeitsmessungen muss die Probe aus dem Proctor- bzw. Stahlzylinder ausgespresst und gewogen werden. Dann bekommt die Probe eine Gummihülle und so kann sie dann in die triaxiale Durchlässigkeitszelle eingebaut werden. Die triaxiale Durchlässigkeitszelle wird mit dem Zellwasser gefüllt und der Zelldruck aufgebracht.

Den Zelldruck und die hydraulische Gefälle muss man vor dem Durchströmen der Probe einstellen. Die Probe wird mit einem Druck von 0,36 bar durchströmt, d.h. die Probe wird mit einem hydraulischen Gefälle von  $i = 30$  [-] beaufschlagt. Der Zelldruck muss um mindestens 0,1 bar höher als der Durchströmungsdruck sein, andernfalls kann die Gummihülle mit aufgebläht werden und die Probe wird

zerstört. Deswegen muss man auch zuerst den Zelldruck aufbringen und dann die Probe mit dem Wasser durchströmen.

## 5.6 Durchführung der Messung

Um den Unterschied in der Durchlässigkeit zwischen gefrorenen und ungefrorenen Proben zu untersuchen, werden drei Proben ungefroren und drei gefroren eingebaut.

Die Durchlässigkeit wird alle zwei Minuten gemessen, so dass die Durchlässigkeit während des Auftauens der gefrorenen Proben untersucht werden kann.

## 5.7 Auswertung der Messungen

Den Durchlässigkeitsbeiwert  $k_\delta$  bei der Versuchstemperatur  $\delta$  (in °C) ermittelt man mit folgender Gleichung (ÖN B 4422-1: 1992):

$$k_\delta = \frac{Q \cdot l}{A \cdot \Delta h \cdot t \cdot 100} \quad (27)$$

$k_\delta$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert bei der Versuchstemperatur $\delta$
$Q$	[cm <sup>3</sup> ]	durchströmte Wassermenge
$l$	[cm]	durchströmte Länge
$A$	[cm <sup>2</sup> ]	durchströmte Fläche
$\Delta h$	[cm]	Höhendifferenz
$t$	[sec]	Durchströmungszeit

Im Hinblick auf die durchschnittliche Grundwassertemperatur von  $\approx 10$  °C werden die bei der Versuchstemperatur  $\delta$  (in °C) ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerte  $k_\delta$  auf die Vergleichstemperatur 10 °C mit Hilfe von folgender Gleichung umgerechnet (ÖN B 4422-1: 1992):

$$k_{10} = \alpha \cdot k_\delta = \frac{1,359}{1 + 0,0337 \cdot \delta + 0,00022 \cdot \delta^2} \cdot k_\delta \quad (28)$$

$k_{10}$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert bei 10 °C
$\alpha$	[-]	Korrekturbeiwert zur Berücksichtigung der Zähigkeit von Wasser
$k_\delta$	[m/s]	Durchlässigkeitsbeiwert bei der Versuchstemperatur $\delta$
$\delta$	[°C]	Wassertemperatur

Der Korrekturbeiwert  $\alpha$  kann nachfolgender Tabelle (Tab. 5) entnommen werden (ÖN B 4422-1: 1992).

**Tab. 5:** Korrekturbeiwert zur Berücksichtigung der Zähigkeit von Wasser

$\delta$ [°C]	5	10	15	19	20	21	22	23	24	25
$\alpha$ [-]	1,158	1,000	0,874	0,792	0,771	0,754	0,737	0,720	0,703	0,686

Die Korrekturbeiwerte von dazwischen liegenden Wassertemperaturen dürfen durch lineare Interpolation berechnet werden.

## 5.8 Ergebnisse der Messungen

### 5.8.1 Allgemeines

Die Auswertung der Messungen der spezifischen Wärmekapazität erfolgt über eine MS Excel Tabelle.

### 5.8.2 Ungefroren

Bei den ungefrorenen Bodenproben fließt das Wasser sofort aus der Probe, d.h. die erste Messung kann unmittelbar nach der Öffnung des Wasserzuflusses gestartet werden. Die weiteren Messungen werden dann in ca. zwei minütigen Schritten durchgeführt.

In den Tabellen 6 bis 8 sind die Ergebnisse der Durchlässigkeitsversuche aufgelistet. Die Werte sind sehr konstant, da die Proben mit gleicher Dichte eingebaut worden sind.

**Tab. 6:** Durchlässigkeitsergebnisse Versuch Nr. 1 - ungefroren

Versuch Nr.			1				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			1	2	3	4	5
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	08:00	08:02	08:04	08:06	08:08
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	22,4	22,4	22,4	22,4	22,4
Durchlässigkeit	$k_6$	m/s	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$

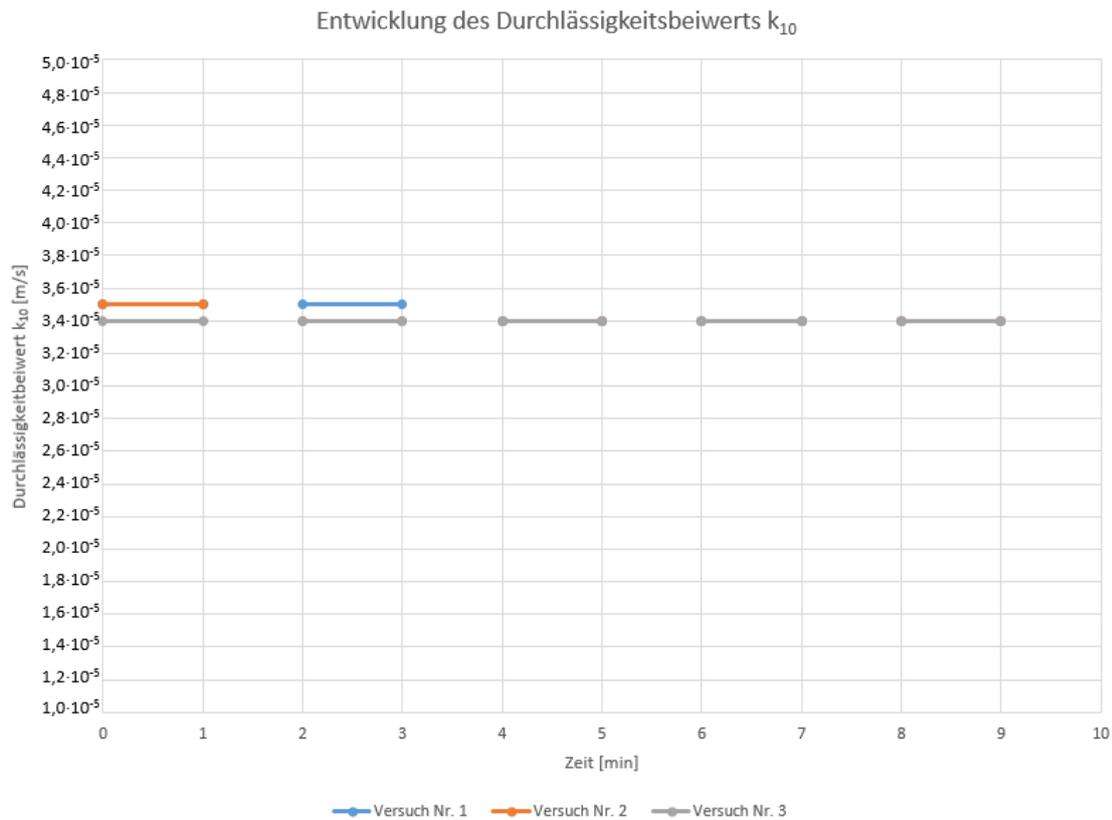
**Tab. 7:** Durchlässigkeitsergebnisse Versuch Nr. 2 - ungefroren

Versuch Nr.			2				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			1	2	3	4	5
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	08:15	08:17	08:19	08:21	08:23
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	22,4	22,4	22,4	22,4	22,4
Durchlässigkeit	$k_{\delta}$	m/s	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$

**Tab. 8:** Durchlässigkeitsergebnisse Versuch Nr. 3 - ungefroren

Versuch Nr.			3				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			1	2	3	4	5
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	08:30	08:32	08:34	08:36	08:38
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	22,4	22,4	22,4	22,4	22,4
Durchlässigkeit	$k_{\delta}$	m/s	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$3,4 \cdot 10^{-5}$				

In Abb. 54 kann man die Entwicklung des Durchlässigkeitsbeiwerts mit der Zeit an ungefrorenen Proben sehen. Der Anfangswert ist etwas höher und nach vier Minuten wird der Wert konstant.



**Abb. 54:** Durchlässigkeitsbeiwert – ungefrorene Proben

### 5.8.3 Gefroren

Bei den gefrorenen Bodenproben dauert es ungefähr eine Minute bis Wasser aus der Probe fließt, d.h. die erste Messung kann nach etwa einer Minute nach der Öffnung des Wasserzuflusses gestartet werden. Die weiteren Messungen werden auch an den gefrorenen Proben in zwei minütigen Schritten durchgeführt.

In den Tabellen 9 bis 11 ist zu sehen, dass die Durchlässigkeitsentwicklung mit der Zeit, d.h. mit dem Auftauen der Bodenprobe, ziemlich konstant ist.

**Tab. 9:** Durchlässigkeitsergebnisse Versuch Nr. 4 - gefroren

Versuch Nr.			4				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			1	2	3	4	5
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	12:00	12:02	12:04	12:06	12:08
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	9,1	8,2	8,6	9,2	10,3
Durchlässigkeit	$k_{\delta}$	m/s	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$

Versuch Nr.			4				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			6	7	8	9	10
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	12:10	12:12	12:14	12:16	12:18
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	11,8	13,9	15,5	16,4	17,2
Durchlässigkeit	$k_{\delta}$	m/s	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$

Versuch Nr.			4				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			11	12			
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	12:20	12:22			
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	17,2	17,2			
Durchlässigkeit	$k_{\delta}$	m/s	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$			
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$			

**Tab. 10:** Durchlässigkeitsergebnisse Versuch Nr. 5 - gefroren

Versuch Nr.			5				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			1	2	3	4	5
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	13:00	13:02	13:04	13:06	13:08
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	9,4	8,3	8,5	9,0	9,9
Durchlässigkeit	$k_6$	m/s	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-5}$	$3,9 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$

Versuch Nr.			5				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			6	7	8	9	10
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	13:10	13:12	13:14	13:16	13:18
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	11,4	12,7	14,5	16,4	17,2
Durchlässigkeit	$k_6$	m/s	$4,4 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$

Versuch Nr.			5				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			11	12	13	14	
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	13:20	13:22	13:24	13:26	
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	17,4	17,4	17,4	17,4	
Durchlässigkeit	$k_6$	m/s	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	

In der Tabell 11 kann man sehen, dass die Durchlässigkeit am Anfang und am Ende der Messung bei der Probe mit der Versuchsnummer 6 etwas höher ist als bei den Proben mit den Versuchsnummern 4 und 5.

**Tab. 11:** Durchlässigkeitsergebnisse Versuch Nr. 6 – gefroren

Versuch Nr.			6				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			1	2	3	4	5
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	14:00	14:02	14:04	14:06	14:08
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	9,9	9,2	9,5	10,2	11,2
Durchlässigkeit	$k_6$	m/s	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$

Versuch Nr.			6				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			6	7	8	9	10
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	14:10	14:12	14:14	14:16	14:18
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	12,1	12,8	14,1	16,0	17,8
Durchlässigkeit	$k_6$	m/s	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$

Versuch Nr.			6				
Bodenart			Sand UK4				
Messung Nr.			11	12	13		
Versuchsbeginn	t	[hh:mm]	14:20	14:22	14:24		
Wassertemperatur	$\delta$	[°C]	17,8	17,8	17,8		
Durchlässigkeit	$k_6$	m/s	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$		
Durchlässigkeit	$k_{10}$	m/s	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$		

In der Abb. 55 kann man die Entwicklung des Durchlässigkeitsbeiwerts während des Auftauens der gefrorenen Proben sehen. Man erkennt, dass die Entwicklung des Durchlässigkeitsbeiwertes sehr konstant verläuft.

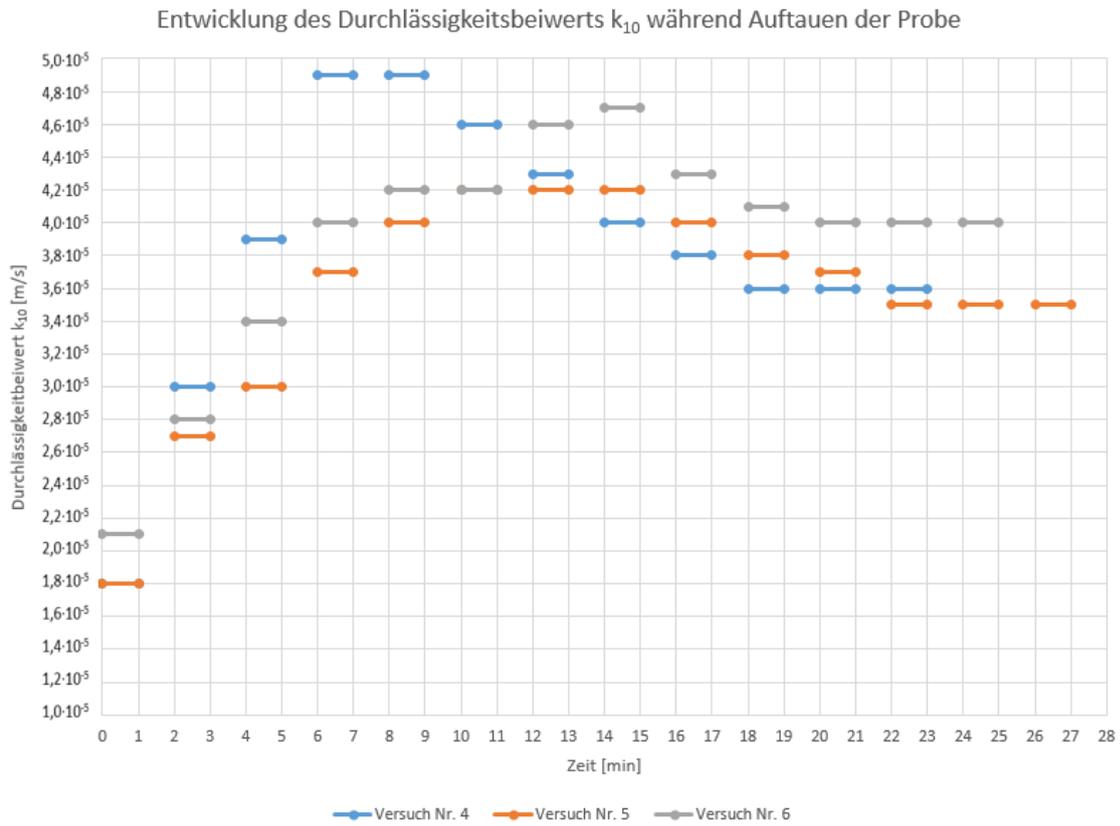


Abb. 55: Durchlässigkeitsbeiwert – gefrorene Proben

## 6 Erkenntnisse und Ausblick

Aus den Untersuchungen geht hervor, dass im Falle eines teilgesättigten Zustandes des Bodens wesentliche Unterschiede zwischen ungefrorenen und gefrorenen Bodenproben bei allen drei durchgeführten Versuchen (Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität und Durchlässigkeit des Bodens) bestehen.

Es wäre interessant, diese Versuche ungefroren und gefroren mit verschiedenen Böden durchzuführen. Im Zuge dieser Arbeit wurde ein Versuch zur Wärmekapazitätsbestimmung entwickelt und mit bindigen Böden durchgeführt. Es wäre interessant, diesen Versuch an nichtbindigen Böden durchzuführen, so dass man die Vorgangsweise möglicherweise weiterentwickeln und die Durchführung vereinfachen kann.

Weiterführend wäre interessant, einen Versuch zur Bestimmung des „Wasservereisungs-Grades im Boden“, d.h. wieviel Prozent des Wassers im Boden ist wirklich gefroren, zu entwickeln und dann die thermischen Versuche (Wärmeleitfähigkeit und spezifische Wärmekapazität) mit bestimmter Wasservereisung in Boden durchzuführen. So kann man weitere Erkenntnisse über die Entwicklung der spezifischen Wärmekapazität an gefrorenen Böden erhalten.

# 7 Literaturverzeichnis

Barth, C (2003)

Die Wirksamkeit der Kapillarsperre als Deponieoberflächenabdichtung – Feldversuche auf der Deponie Bayreuth. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians-Universität München

Bernoulli, D. (1738)

Hydrodynamica

Bibliographisches Institut GmbH/Lernhelfer, (2016)

Kalorimetrische Messungen

URL: <https://www.lernhelfer.de/schuelerlexikon/physik-abitur/artikel/kalorimetrische-messungen> (Stand: 15.12.2016)

Bishop, A.W. (1960)

The principle of effective stress. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo

Boley, C. (2012)

Handbuch Geotechnik: Grundlagen–Anwendungen –Praxiserfahrungen. Vieweg + Teubner Verlag | Springer Fachmedien Wiesbaden GmbH

Cernica, J.N. (1995)

Capillarity. Geotechnical Engineering – Soil Mechanics, Wiley Verlag

Kolymbas, D. (2011)

Geotechnik – Bodenmechanik und Grundbau. Springer – Verlag, Berlin/Heidelberg

Krenkler, K. (1980)

Chemie des Bauwesens - Band 1: Anorganische Chemie. Springer-Verlag Berlin · Heidelberg · New York

Leibniz, O. (2013)

Soil Mechanics in Road Construction - Design and Construction of Unbound Road Base Layers. Institute for Soil Mechanics and Foundation Engineering, Graz University of Technology

Leibniz, O. (2013)

Unsaturated Soil Mechanics - Basic Behaviour and Applications. Institute for Soil Mechanics and Foundation Engineering, Graz University of Technology

Lexikon der Geowissenschaften (2000)

Gesättigte Bodenzone. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg  
URL: <http://www.spektrum.de/lexikon/geowissenschaften/gesaettigte-bodenzone/5796> (Stand: 22.11.2016)

Lukschanderl, L. (1991)

Wasser: der Stoff, der zwar gewöhnlich aussieht, aber ganz außergewöhnliche Eigenschaften besitzt. Wien

Ludwig, R. & Paschek, D. (2005)

Wasser: Anomalien und Rätsel. Chemie in unserer Zeit, 2005, Band 39, Ausgabe 3, 164-175. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co KGaA, Weinheim.

Mattheß, G. & Ubell, K. (1983)

Allgemeine Hydrogeologie - Grundwasserhaushalt. Gebrüder Bornträger - Verlag, Berlin.

Meschede, D (2010)

Gerthsen Physik. Springer – Verlag, Berlin/Heidelberg

Möller, G. (2013)

Geotechnik – Bodenmechanik. Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin

Müller, M. (2005)

Wasser und seine Besonderheiten.

URL: <http://www.chempage.de/theorie/wasser.htm> (Stand: 14.11.2016)

Musolf, T. (2015)

Eine zwischenmolekulare Kraft erklärt einige ungewöhnliche Eigenschaften des Wassers.

URL: <https://chemiezauber.de/inhalt/basic-1/wasser-2/wasserstoffbr%C3%BCcke/814-eine-zwischenmolekulare-kraft-erkl%C3%A4rt-einige-eigenschaften-des-wassers.html#wieso-sollte-wasser-bei-raumtemperatur-gasf%C3%B6rmig-sein> (Stand: 14.11.2016)

Pregl, O. (1983)

Wasser im Untergrund; Frost im Untergrund. Handbuch der Geotechnik, Band 9, Wien

Reynolds, O. (1883)

An experimental investigation of the circumstances which determine whether the motion of water shall be direct or sinuous, and of the law of resistance in parallel channels. Philosophical Transactions of the Royal Society of London

- TeKa, (2014)  
TK04 Application Note: Auswahl einer geeigneten Sonde für Labor-Mesungen. TeKa, Berlin
- TeKa, (2014)  
TK04 Application Note: Proben-Präparation für Labormessungen. TeKa, Berlin
- TeKa, (2014)  
TK04 Application Note: Wärmeleitfähigkeitsmessungen an Bodenproben und Sand. TeKa, Berlin
- TeKa, (2016)  
TK04 Thermal Conductivity Meter: User's Manual Version 5.5. TeKa, Berlin
- Thielen, A. (1998)  
Einfluss der Bodensättigung auf die Stabilität von Hängen. Veröffentlichungen des Instituts für Geotechnik der ETH Zürich, Band 231., Zürich
- Truckenbrodt, E. (1968)  
Strömungsmechanik. Springer – Verlag, Berlin/Heidelberg
- Vageler, P. (1932)  
Der Kationen – und Wasserhaushalt des Mineralbodens. Springer – Verlag, Berlin
- van der Waals , J.D. (1873)  
Over de Continuïteit van den Gas- en Vloeistoftoestand. Dissertation, Universität Leiden
- van't Hoff, J.H. (1884)  
The Arrangement of Atoms in Space (Die Lagerung der Atome im Raume)
- Velikogne, P. (2000)  
Durchlässigkeit und Kapillarität teilgesättigter Böden. Diplomarbeit, Fakultät für Bauingenieurwesen der Technischen Universität Graz
- Witt, K. J. (2009)  
Grundbau-Taschenbuch, Teil 2: Geotechnische Verfahren. Ernst & Sohn Verlag, Berlin

Young, T. (1805)

An Essay on the Cohesion of Fluids. Philosophical Transactions of the Royal Society of London

Zeller, W. & Franke, A. (1966)

Das physikalische Rüstzeug des Ingenieurs. Fikentscher & Co., Darmstadt.

ÖNORM B 4422-1:1992

Erd- und Grundbau - Untersuchung von Bodenproben - Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit – Laborprüfungen. Austrian Standards Institute/  
Österreichisches Normungsinstitut, Wien, Österreich



# Anhang